

MARMARA DENİZİ KIYILARI VERİ TABANI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeoloji Müh. M. Korhan ERTURAÇ

Anabilim Dalı: KATI YERBİLİMLERİ

Programı : JEODİNAMİK

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Okan Tüysüz

MAYIS 2002

MARMARA DENİZİ KIYILARI VERİ TABANI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeoloji Müh. M. Korhan ERTURAÇ

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih :15 Mayıs 2002

Tezin Savunulduğu Tarih :30 Mayıs 2002

Tez Danışmanı Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ

Diğer Jüri Üyeleri Prof. Dr. Mehmet SAKINÇ

Doç. Dr. Nebiye MUSAOĞLU

MAYIS 2002

ÖNSÖZ

Marmara Denizi Kıyıları Veri Tabanı¹ çalışması fikri ilk olarak 17 Ağustos 1999 depremi sonrasında ortaya çıktı. Cumhuriyet tarihindeki en büyük afetlerden biri olan bu depremin en ciddi etkileri kıyı gerisi düzlükler üzerindeki yerleşimlerde görülmüş, ve kimi bölgelerde -Gölcük örneğinde olduğu gibi- kıyı şeridinin kalıcı olarak değişmesi ile sonuçlanmıştır.

Yakın gelecekte tüm Marmara Denizi çevresini tehdit edebilecek şiddette bir deprem gerçekleşeceği konusunda bilimsel ve kamusal çevrelerce fikir birliğine varılmıştır. Bundan hareketle bölgeye yönelik bilimsel çalışmaların hızında önemli bir artış olmuş ve bu çalışmaların sonuçları kısa sürede yayınlanarak tartışmaya açılmıştır.

Ancak deprem öncesi ve sonrası planlama ve koordinasyon çalışmalarının sağlıklı bir şekilde yürütülebilmesinin, verilerin hızlı bir şekilde multidisipliner platformda değerlendirilmesi sonucunda mümkün olacağı açıktır. Bu koşulun sağlanması günümüzde GIS tabanlı veri tabanları ile mümkün olabilmektedir. *MARCIS* çalışması bu konseptle dayalı bir uygulamadır ve içerdiği verilerin çeşitliliği açısından bir ilki oluşturmaktadır.

Özet olarak *MARCIS*, kıyı alanlarına yönelik sayısal ve bütünlük veri eksikliğini bir ölçüde gidermek için tasarlanmış ve sonuçlandırılmıştır.

Bu çalışma Ankara Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümündeki lisans eğitimim boyunca ilgilendiğim konuların tamamlanma sürecini oluşturmaktadır. Önceki çalışma olan Karadeniz Kıyılarının Uzaktan Algılama Yöntemi ile İncelenmesi; [TÜBİTAK, YDABÇAG Projesi (198 Y 070)] lisans tezimin konusunu oluşturmuş ve dönemin teknolojik imkanlarına göre başarı ile yürütülmesine rağmen çalışmada sadece tanımlama ve istatistiklerin üretilmesi mümkün olabilmıştır. *MARCIS* çalışması ise benzer istatistiki verileri de içermekle birlikte dinamik ve sorgulanabilir nitelikte bir kıyı bilgi sistemidir.

¹ Başka bir bakışla Marmara Kıyıları Bilgi Sistemi (*MARCIS*)

Bu çalışmanın gerçekleşmesinde katkıda bulunan...

Öncelikle tez yürütücülüğümü üstlenen ve tanıştığımız ilk günden beri çok yönlü desteğini hiç eksik etmeyen sevgili hocam Prof. Dr. Okan Tüysüz'e teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışma süresince değerli bilgi, fikir ve katkılarını benimle paylaşan çalışma arkadaşım Ufuk Tarı'ya, Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü akademik kadrosuna, yapıcı eleştirileri ve katkıları için M. Ersen Aksoy'a, teknik destekleri ile NİK İnşaat, Ticaret Ltd. Şirketine, desteklerinden ötürü İstanbul Bilgi Üniversitesi, Bilgi Teknolojileri Bölümü alışma arkadaşlarıma, son olarak da bana olan sonsuz güvenleri için sevgili aileme candan teşekkür ederim

Bu tez TÜBİTAK YDABAG (Yer, Deniz ve Atmosfer Bilimleri Araştırma Grubu) tarafından 100Y080 projesi ile desteklenmiştir. Yazar Grup Komitesine teşekkür eder.

Sayın Prof. Dr. Aykut Barka'nın anısına saygıyla....

M. Korhan Erturaç

Mayıs, 2002

İÇİNDEKİLER

ŞEKİLLER DİZİNİ.....	vi
TABLolar DİZİNİ.....	viii
ÖZET.....	ix
SUMMARY.....	x
1 GİRİŞ	1
2 AMAÇ ve YÖNTEM	4
2.1 Çalışmada Kullanılan Veriler.....	4
2.1.1 LANDSAT TM	4
2.1.2 ASTER	5
2.2 Çalışmada Kullanılan Programlar	6
2.2.1 Microdem 6.0-TerrabaseII:	6
2.2.2 NCSA JHV 2.7 :	7
2.2.3 TNTMips Lite:	7
2.2.4 ER MAPPER:	7
2.2.5 ARCVIEW 3.2:	7
3 MARMARA DENİZİ’NİN JEOLojİSİ.....	8
3.1 Tektonik Konum	10
3.2 Marmara Denizi ve Kıyılarının Neojen ve Sonrası Jeolojisi	13
3.3 Marmara Denizi’nin Neojen-Kuvaterner Evrimi	26
3.3.1 Erken-Orta Miyosen.....	26
3.3.2 Geç Miyosen	27
3.3.3 Geç Pliyosen	27
3.3.4 En Geç Pliyosen-Erken Pleistosen	29
3.3.5 Geç Pleistosen	30
3.3.6 En Geç Pleistosen.....	31
3.3.7 Holosen	32
3.4 Kuzey Anadolu Fayı ve Marmara Denizi	35
4 Marmara Denizi ve çevresinin morfolojisi	42
4.1 Deniz Alanları Batimetrik Elemanları	42
4.1.1 Boğazlar	42
4.1.2 Şelf alanı	44
4.1.3 Çukurluklar	45
4.1.4 Adalar	46
4.2 Kara Alanlarının Morfolojisi	47

4.2.1	Belirgin Yükselimler.....	47
4.2.2	Belirgin depresyon alanları	50
4.3	Marmara Denizine Akan Akarsular ve Su Toplama Alanları ile Sediman Kaynakları.....	54
5	MARMARA DENİZİ KIYILARININ ÖZELLİKLERİ.....	59
5.1	Kıyıların Morfolojik Sınıflaması	59
5.1.1	Falezli ve kayalık kıyılar.....	59
5.1.2	Kıyı düzlükleri	60
5.1.3	Düzenlenmiş kıyılar	60
5.2	Marmara Denizi Kıyı Bölgelerinin Fizyografisi ve Morfolojisi.....	61
5.2.1	Çanakkale boğazı güney kıyıları.....	61
5.2.2	Karabiga yüksek kıyıları	63
5.2.3	Biga ve Gönen Deltası	65
5.2.4	Erdek Körfezi güney kıyıları (Misakça-Edincik arası).....	66
5.2.5	Kapıdağ Yarımadası.....	67
5.2.6	Bandırma yüksek kıyıları	69
5.2.7	Kocasu Deltası	70
5.2.8	Gemlik Körfezi güney kıyıları	71
5.2.9	Armutlu Yarımadası.....	72
5.2.10	İzmit Körfezi güney kıyıları.....	74
5.2.11	İzmit Körfezi kuzey kıyıları.....	76
5.2.12	İstanbul çevresi düzenlenmiş kıyıları.....	76
5.2.13	Doğu Trakya (Silivri) kıyıları	77
5.2.14	Batı Trakya (Tekirdağ) kıyıları	78
5.3	Marmara Denizi Kıyıları Veri Tabanı Sınıflandırma Alanları.....	79
5.4	Kıyı Tiplerinin Sınıflama ve Dağılımı	81
5.4.1	Kıyı Tipi I.....	81
5.4.2	Kıyı Tipi II	83
5.4.3	Kıyı Tipi III ve Kıyı Fizyografisi.....	85
5.5	Kıyı Gerisi Morfolojisi.....	87
5.5.1	Arazi Kullanımı.....	87
5.5.2	Kaynak alan tipi (Litolojisi).....	88
5.6	Kıyı Değişimi	89
5.6.1	Antropojenik değişimler.....	90
5.6.2	Doğal değişimler	91

5.6.3	Marmara Bölgesi göl ve sulak alanlarındaki değişim	91
5.7	Kıyı Gerisi Alanların Morfoloji ve Sınıflaması	93
5.8	Marmara Kıyılarındaki Önemli Morfolojik ve Fizyografik Kıyı Elemanları	94
5.8.1	Gelibolu kum barları	94
5.8.2	Çizgisel karakterli kıyılar	96
6	SONUÇLAR	98
	KAYNAKÇA	99
	ŞEKİLLER DİZİNİ	
Şekil 2.1	Çalışmada kullanılan Landsat TM görüntü mozayigi (7-4-1; RGB)	5
Şekil 2.2	Çalışmada kullanılan ASTER uydu görüntüsü mozayigi (VNIR; 3-2-1; RGB)	5
Şekil 3.1	Marmara Denizi ve çevresinin jeolojisi (MTA, 1964)	9
Şekil 3.2	Kuzeybatı Anadolu'nun tektonik birlikleri (Okay, 1989 ve Emre vd., 1998 den düzenlenerek alınmıştır)	11
Şekil 3.3.	Türkiye'nin neo-tektonik birlikleri (Okay vd., 1999 dan alınmıştır)	12
Şekil 3.4	Avrasya levhası referans alınarak elde edilen GPS hız vektörleri ve belirgin tektonik hatları (McClusky vd., 2000; http://atlas.geo.cornell.edu)	13
Şekil 3.5	Marmara Denizi kıyılarındaki Pleistosen taraçaları (Yaltırak vd., 2002'den alınmıştır)	20
Şekil 3.6	Lale Dere deltasının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Tüysüz ve Genç, 2000 den alınmıştır)	21
Şekil 3.7	Trakya Havzasının Miyosen-Pliyosen paleocoğrafya haritası (Sakinç vd., 1999'dan alınmıştır)	28
Şekil 3.8	KB Marmara Denizinin Erken-Orta Pleistosen'deki paleocoğrafyası ve küresel deniz seviyesi değişimleri (Yaltırak vd. 2002 ve Aksu vd., 1999 dan düzenlenerek alınmıştır)	30
Şekil 3.9	Global $\delta^{18}O$ izotop değerlerine göre Pleistosen-Güncel deniz seviyesi değişimleri (Aksu vd., 1999)	31
Şekil 3.10	Geç Pleistosen-Holosen Karadeniz-Akdeniz geçişinin evrimi (Aksu vd, 1999)	33
Şekil 3.11	Marmara Denizi ve çevresi GPS hız vektörleri (McClusky vd., 2000; http://atlas.geo.cornell.edu)	37
Şekil 3.12	Okay vd. 2000 tarafından Çınarcık havzasının oluşumu için önerilen model	38
Şekil 3.13	USGS NEIC Deprem Kataloğuna göre 1973-2002 yılları arasında Marmara çevresindeki deprem aktivitesi ve tektonik hatlar	40
Şekil 3.14	Çeşitli çalışmalarda öne sürülmüş, Marmara Denizi 'nin açılımın kontrol eden fay modelleri	41
Şekil 4.1	İstanbul Boğazının batimetrik haritası	43

Şekil 4.2 Marmara Denizinin Batimetrisi (Aksu vd. , 1999 ve Ergin vd., 1997'den düzenlenerek üretilmiştir). Mavi: Şelf; Yeşil: Kıta Yamacı Sınırı; Sarı: Sırtlar; Kırmızı: Çukurlukları göstermektedir.....	44
Şekil 4.3 Gelibolu Yarımadası ile Ganos-Hisarlıdağ yükselimsinin 3 boyutlu görünümü	48
Şekil 4.4 Armutlu Yarımadasının 3 boyutlu görünümü (Landsat TM 7,4,1; RGB) ..	50
Şekil 4.5 Marmara Denizi çevresinin kıyı ve kıyı gerisi havzaları. Sarı-Mavi renk tonları 0-50 m kontur aralığını ifade etmektedir.	51
Şekil 4.6 Karacabey-Manyas Depresyonu yükseklik ve drenaj haritası. Sarı-mavi tonlar 0-50 m. arası yükseklik değerlerini göstermektedir.....	52
Şekil 4.7 Biga ve Gönen Ovasının drenaj ve yükseklik haritası Sarı-mavi tonlar 0-50 m. arası yükseklik değerlerini göstermektedir.	53
Şekil 4.8 Güney ve Kuzey Marmara drenajının hektar cinsinden alanını gösteren histogram.....	54
Şekil 4.9 Kocasu, Gönen ve Biga Çaylarının özellikleri (Aksu vd., 1999, EIE verilerine dayanarak).....	55
Şekil 4.10 Marmara Denizi kuzey kıyılarının su toplama alanları ve akıntı yönleri .	58
Şekil 5.1 Çanakkale Boğazı kıyılarının fizyografisi	62
Şekil 5.2 Karabiga Yarımadası kıyılarının fizyografisi	64
Şekil 5.3 Biga-Gönen Deltası arasındaki kıyı şeridinin fizyografisi	66
Şekil 5.4 Misakça-Edincik arasındaki kıyı şeridinin fizyografisi	67
Şekil 5.5 Kapıdağ Yarımadasının fizyografisi	68
Şekil 5.6 Bandırma yüksek kıyıların fizyografisi	70
Şekil 5.7. Kocasu Deltası ve çevresinin ASTER (VNIR) görüntüsü.....	71
Şekil 5.8 Gemlik Körfezi güney kıyıların fizyografisi	72
Şekil 5.9 Armutlu Yarımadası kıyıların fizyografisi	73
Şekil 5.10 Güneydoğu Marmara kıyı ve kıyı gerisi fizyografisi ve morfolojisi	74
Şekil 5.11 17 Ağustos 1999 depremi sonrasında Yalova'daki kıyı dolgusu.....	75
Şekil 5.12 İzmit Körfezi kıyıları	76
Şekil 5.13 İstanbul kıyıların fizyografisi.....	77
Şekil 5.14 Silivri alçak kıyıların fizyografisi	78
Şekil 5.15 M. Ereğlisi-Tekirdağ- Kumbağ arasındaki kıyı şeridinin fizyografisi.....	79
Şekil 5.16 Marmara Denizi kıyıların sınıflandırılması	82
Şekil 5.17 Marmara Denizi kıyı sınıflarının coğrafi dağılımı.....	82
Şekil 5.18 Marmara Denizi kıyı tiplerinin dağılımını gösterir pasta diyagramı	84
Şekil 5.19 Marmara Denizi kıyı gerisi litolojilerinin sınıflandırılması	89
Şekil 5.20 Marmara Denizi kıyı gerisinde bulunan göllerin 1986-2000 yılları arasındaki değişimi.	92

Şekil 5.21. KD Gelibolu yarımadasının uydu görüntüsü (kıyı boyunca düzenli sediman akımı ve kum barları, oklar hakim akıntı yönünü göstermektedir) 95

TABLÖLAR DİZİNİ

Tablo 4.1 EİE Verilerine dayanarak güney Marmara akarsularının özellikleri (Aksu vd., 1999)	56
Tablo 5.1 Marmara kıyıları veri tabanı kıyı şeridi sınıflama alanları	80
Tablo 5.2 Marmara Denizi kıyı tipleri	83
Tablo 5.3 Marmara Denizi kıyıları fizyografisi ve morfolojisinin sınıflandırması ...	85
Tablo 5.4 Marmara Denizi kıyılarının kıyı gerisi morfolojisine göre sınıflandırması	87
Tablo 5.5 Marmara Denizi kıyıları gerisi arazi kullanımı.....	88
Tablo 5.6 Marmara Denizi'nin kıyılarını oluşturan kaya birimlerinin dağılımı	89
Tablo 5.7 Marmara Denizi kıyılarındaki kordon geliştirme alanlarının uzunluk ve alanı	91
Tablo 5.8 Marmara Denizi kıyılarındaki lagünlerin alansal dağılımı	92

ÖZET

Marmara Denizi Kuzey Anadolu Fayı üzerinde gelişmiş bir iç denizdir. Bu küçük iç deniz, Karadeniz ve Ege Denizi arasında Çanakkale ve İstanbul Boğaz sistemi ile birlikte bir geçiş yolu özelliği taşımaktadır.

Marmara Denizi'nin evrimi KAF'ın karmaşık jeodinamik süreçleri kontrolünde ve bunun sonucunda değişik morfo-tektonik birliklerin biraraya gelmesiyle gerçekleşmiştir. Bu nedenle, denizin kıyı ve kıyı gerisi morfolojisi büyük ölçüde asimetrik olarak izlenir örneğin, güney kıyıları bir yandan en geniş kıyı düzlüklerine sahipken aynı zamanda da en yüksek kıyıları içeren morfolojik yükseklikleri ile karakteristiktir. Kuzey kıyılar ise genelde monoton devam eden alçak aşınmalı kıyılar ile karakterize olur.

Marmara Denizi kıyıları gerek tektonizma etkisiyle gerekse de aşınım ve depolanma süreçleriyle hızlı bir değişim göstermektedir. Ancak insan eliyle yapılan kıyı değişimleri çoğu alanda doğal kıyı değişiminden çok daha fazla etkili olmaktadır. Örneğin İstanbul Boğazı ve çevresinin kıyıları büyük oranda düzenlenmiş ve doldurulmuştur. Genel olarak Marmara denizi çevresindeki yerleşimler genelde sık yayımlı kıyı düzlükleri üzerinde kurulmuş olup, bu alanlar depreme bağlı çökme, zemin yenilmesi, tsunami ve deniz seviyesi yükselmesi riskleri altındadır.

Bu çalışmada Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Uzaktan Algılama metodları kullanılarak sayısal bir bilgi sistemi oluşturulmuştur. *MARCIS* içerisinde Marmara Denizi kıyıları ve çevresinin jeolojik, morfolojik, topoğrafik ve kıyı haritaları ile bu haritalarla ilişkili veriler bulunmaktadır. Bu veriler tez ekindeki CD içerisinde verilmiştir. Çalışmanın rapor kısmında bu verilere ait oransal istatistik hesaplamaları sunulmuştur. Buna göre genel bir sınıflamayla Marmara Denizi kıyılarının %70'i aşınma dinamiklerinin etkisi altındaki yüksek kıyılardan, % 15'i depolanmalı alçak kıyılardan, son olarak da %15'i ise düzenlenmiş kıyılardan oluşmaktadır.

SUMMARY

The Sea of Marmara is a small inland sea that is situated on one of the longest and most active strike slip-faults of the world. This small sea acts as a gateway between the Black Sea and the Aegean Sea with narrow straits of Dardanelles and Bosphorus.

The evolution of the Marmara Sea is the cause of complex geodynamic processes of the North Anatolian Fault. As a result several morpho-tectonic and lithological units have surrounded the sea with various types of uplifts, peneplains and depressions. The coastal zone of the Marmara Sea therefore shows a strong asymmetrical morphology. Northern coasts usually consist of medium height abrasion platforms where southern coasts of the Sea of Marmara characterized by coastal plains separated with high abrasion platforms (uplifts).

The morpho-dynamics of the coasts are controlled with both climatic and tectonic elements where uplift and subsidence rates are above average and erosion factor is high. But the key problem threatening the coasts is actually reconstruction processes (like the coasts of the Istanbul metropolitan area). The Marmara region is the most populated area in Turkey and there are many settlements distributed evenly on narrow coastal plains.

The coastal zone of the Sea of Marmara is under risk of an earthquake that is proposed to happen in a several decades. As seen on the 17th August 1999 earthquake this risks can be identified as subsidence, tsunamis and soil failure. So a need for coastal information system that can be integrated with disaster management systems occurred.

In this study, a database is constructed by using geographical information system concepts and remote sensing technology. The coastal information system of the Marmara Sea (*MARCIS*) consists of geological, morphological, geographical information and related data. All this data is given on CD-ROM as an appendix of this study.

GİRİŞ

Üç yanı denizlerle çevrili olan Türkiye’de deniz araştırmaları yakın zamanlara kadar büyük ölçüde ihmal edilmiş, ancak 1990 lı yılların ortalarında TÜBİTAK deniz araştırmalarını destekleyerek teşvik etmeye başlamıştır. Böylece deniz jeolojisi konusunda bilimsel veri üretimi önemli ölçüde artmaya başlamıştır. 17 Ağustos 1999 Gölcük depreminden sonra ise Marmara Denizi’nin gelecek büyük bir depreme gebe olduğu iddiası gerek kamuoyunda gerekse bilimsel camiada ciddi bir biçimde kabul edilmiştir. Bu nedenle de hem ulusal hem de uluslararası bilim platformunda Marmara Denizi’nin o güne kadar pek de iyi bilinmeyen özellikleri araştırılmaya ve tartışılmaya başlamıştır. Bu büyük depremden alınan en önemli derslerden biri de ülkeyi çevreleyen diğer denizler gibi Marmara Denizi hakkında da her türlü veriye ihtiyaç olduğudur.

Türkiye’de deniz araştırmalarında eksikliği duyulan önemli bir konu kıyı araştırmalarıdır. Kıyılarının oluşumu ve gelişimi büyük ölçüde yeryüzünün iç ve dış dinamiklerinin kontrolündedir. Çökelme, aşındırma, depremler, heyelanlar ve yanıl yayılma gibi jeolojik dinamikler ya da iklim ve dalga etkileri kıyılarının hızla değişmesine yolaçmaktadır. Bunun yanı sıra insan eli ile yapılan ya da teşvik edilen kıyı değişimleri (kıyı erozyonu, kıyı doldurulması vb.) de kıyılar açısından önemli sorunlardan biridir. Kıyı değişimi toplam nüfusun %60’nın kıyı bölgelerinde yaşadığı ülkemiz açısından önemli bir sorun olarak göze çarpmaktadır. Bu bakımdan ülke insanının yaşamını dolaylı ya da direkt olarak olumsuz yönde etkileme potansiyeline sahip olan ve kıyı değişimine yol açan dinamiklerin kıyı tiplerine göre belirlenerek izlenmesi gerekmektedir.

Türkiye’de bilhassa Marmara Denizi kıyılarını etkileyen önemli dinamiklerin başında jeolojik dinamikler, bunlar içerisinde de aktif tektonik önemli bir yer tutmaktadır. 17 Ağustos 1999 depremi Kuzey Anadolu Fay hattının (KAF) batısında, ülkemizin en fazla endüstrileşmiş bölgelerinden biri olan İzmit Körfezi ve çevresinde gerçekleşmiş ve yerkabuğu Körfez boyunca ortalama ~5 metre hareket etmiştir. Başka bir bakış açısıyla oluşumunu KAF’ın hareketlerine borçlu olan İzmit Körfezi jeolojik tarih boyunca süren evriminde bir basamak daha katetmiştir.

Deprem etkisi ile Gölçük ve doğusunda geniş bir alan çökerek sular altında kalmış ve kıyı çizgisi kalıcı olarak değişmiştir. Benzer bir durumun gelecekte olması muhtemel bir depremde başka bir yerleşim birimini etkilemesi olasılığı çok yüksektir.

Aktif tektonik zonlar çoğu yerde olduğu gibi kıyılarda da zengin su kaynakları, verimli alüvyal topraklar ve doğal limanlar oluşturarak insan yerleşimine uygun ortam sağlamaktadır. Bu nimetlerinin yanısıra kıyılar yukarıdaki Gölçük örneğinde belirtildiği gibi ciddi riskleri de beraberinde taşımaktadır.

Kıyı değişimini kontrol eden bir diğer önemli jeolojik faktör heyelanlardır. Aşınmalı tip kıyılarda görülen deniz aşındırması, kıyı zone ve hemen gerisinde doğal şev açısını bozarak heyelana yol açmakta, bu bazen iklimin ve jeolojik koşulların da katkısıyla önemli heyelanlara yolaçabilmektedir. Heyelanlar küçük ölçekte de olsalar kıyıları şekillendiren doğal dinamiklerdir. Bunlar bilhassa yerleşim bölgeleri ile topoğrafik kısıtlamalar nedeniyle kıyı zoneu takip etmek durumunda kalan mühendislik yapılarına yapım ve kullanım sürecinde büyük zarar vermektedir.

Kıyı değişimleri o kıyıyı oluşturan kaya türlerinin yapısından da önemli ölçüde etkilenmektedir. Genel bir kural olarak dayanımlı, zor aşınan birimler yüksek ve falezli kıyıların, kolay aşınan ya da gevşek birimler ise kumlu ve alçak kıyıların gelişimine yolaçmaktadır.

Kıyı morfolojisinin gelişimi ve değişiminde bir diğer önemli faktör çökeltmedir. Marmara Denizi'nde bilhassa güney kıyılarda görülen deltalar kıyı morfolojisinin sık değiştiği alanlar olarak dikkat çekmektedir. Buralarda çökeltme hızı açık bir biçimde bölge tektoniğinden, akarsu rejiminden ve iklimden etkilenmektedir.

Yukarıda kimileri sıralanan doğal faktörlerin yanısıra yerleşim ya da mühendislik amaçlı yapılaşmalar da doğal dengeyi etkilemekte ve kıyı değişimlerine yol açmaktadır. Buna dair örnekleri uzun uzun ele almak olasıdır. Ancak altı çizilmesi gereken önemli konu kıyı değişiminin izlenmesi gereğidir.

Bu gerekçeden yola çıkılarak üzerinde çalışılan bu çalışma Marmara Denizi kıyılarının izlenmesinde bir ilk olmayı amaçlamıştır. Bu araştırmada Marmara Denizi çevresinde kıyı değişimini etkileyen faktörlerin bir kısmı haritalanarak Coğrafi Bilgi Sistemleri (Geographical Information Systems-GIS) ortamı içerisinde sunulmuştur. Yapılan araştırmada Marmara Bölgesi'nin jeolojisi, akarsu ağı ve başlıca çizgisel

yapılar öncelikle eski çalışmalardan, topoğrafya haritalarından ve uydu görüntülerinden derlenmişlerdir. Kıyılar 30 metre çözünürlüklü Landsat TM ve 15 metre çözünürlüklü Aster (VNIR) uydu görüntüleri ile incelenerek belirlenmiş, zaman içerisindeki değişimleri farklı tarihlerdeki uydu görüntülerinin analizi ile araştırılmış ve sınıflanmıştır.

Yapılan tüm bu araştırmalar sayısal bir ortamda tez ekinde sunulmaktadır. Böylece oluşturulan veri bankası gelecek çalışmalarda da GIS ortamı içerisinde kullanılarak hem bir temel olacak hem de geliştirilebilecektir. Bugün coğrafi araştırmaların hemen hemen tamamı GIS ortamı içerisinde gerçekleştirilmekte, böylece araştırmalarla üretilen veriler hem kolaylıkla analiz edilerek yorumlanmakta hem de daha sonraki araştırmalardaki verilerle kolay entegre edilerek güncellenebilmektedir.

Günümüzde kullanılan önemli teknolojik gelişmelerden biri de uzaktan algılama yöntemleridir. Günümüz kıyı ve morfoloji çalışmalarının ayrılmaz bir parçası olan uzaktan algılama, farklı uydular tarafından çekilen görüntülerin işlenerek zenginleştirilmesi, coğrafi koordinat sistemi içerisinde oturtularak geometrik düzeltmelerinin yapılması ve daha sonra gerek bilgisayar programlarındaki mevcut algoritmalar kullanılarak ya da manuel olarak yorumlanması yolu ile kullanılmaktadır. Bu araştırma da uzaktan algılama tekniklerinden ağırlıklı olarak faydalanılmıştır. Bu amaçla 1986 yılına ait Landsat TM (30 m; 7 spektral bant) görüntüleri ve 2000 yılına ait ASTER (15-30-90 m; 14 spektral bant) görüntüleri kullanılmıştır (Şekil 2.1 ve 2.2)

AMAÇ VE YÖNTEM

Marmara Denizi Kıyıları Veri Tabanının (*MARCIS*) oluşturulmasındaki amaç Marmara Denizi'ne yönelik yapılan araştırmalara ek olarak denizin kıyı bilgisini de ortaya koymak, araştırmacıların kullanımına sunmaktır. Günümüzde üretilen verilerin değerlendirilmesinde büyük bir kolaylık ve esneklik sağlayan coğrafi bilgi sistemleri (GIS) uygulamaları bu çalışma için en uygun ortamı oluşturmaktadır.

MARCIS, uzaktan algılama yöntemi ve sayısal haritalama yöntemi ile derlenen ve üretilen *raster* (görüntü) ve *vector* (çizim) dosyaları ile ilişkili veri tabanını içermektedir.

1 ÇALIŞMADA KULLANILAN VERİLER

Bu çalışmada yorumlanan veriler içerisinde en önemlileri uydu görüntüleridir. Çeşitli uydulardan alınmış değişik karakterli görüntülerin listesi ve özellikleri aşağıda verilmiştir.

1.1 LANDSAT TM

NOAA ve USGS kurumlarının (ABD) ortak projesi olan Landsat programı 1960'lardan itibaren yürürlükte'dir. Bu programın 4 ve 5. uyduları algılayıcısı Thematic Mapper'in (TM) bir ürünü olan 2 adet görüntü çifti kıyı bilgi sisteminin tabanını oluşturmuş ve çizgisellik analizinde kullanılmıştır. (Şekil 2.1).



Şekil 0.1 Çalışmada kullanılan Landsat TM görüntü mozayığı (7-4-1; RGB)

1.2 ASTER

Amerikan-Japon ortaklığında üretilen ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) algılayıcısı yeryüzünü geniş bir spektral aralıkta görüntülemektedir. Bu çalışmada 2000-2001 yıllarına ait ASTER çerçeveleri öncelikle kıyı bilgi sisteminin çözünürlüğünün iyileştirilmesinde ve 14 yıllık kıyı değişiminin ortaya konulmasında kullanılmıştır (Şekil 2.2).



Şekil 0.2 Çalışmada kullanılan ASTER uydu görüntüsü mozayığı (VNIR; 3-2-1;RGB)

1.2.1 Diğer Veriler

Bu kısımda Marmara Kıyıları Veri Tabanı çalışmasında hedeflenen veri çeşitliliğine ulaşılması için INTERNET'ten derlenen verilerin özellikleri özetlenmiştir.

1.2.2 GTOPO30

USGS tarafından yürütülen ve 1996 yılında tanımlanan projenin sonunda dünya çapında ancak küçük ölçekli (1 km) topoğrafya bilgisi içeren bir veri seti üretilmiştir. Bu set küçük ölçekli uygulamalar için ideal bir ortam sağlamaktadır.

Proje kapsamında E20N40 kodlu GTOPO30 verisinden üretilen noktasal yükseklik bilgileri ile 1/250.000 ölçekli topoğrafik haritalarından üretilen kontur yükseklik bilgisi birleştirilerek Marmara Bölgesi'nin sayısal yükseklik modeli oluşturulmuştur.

1.2.3 NEIC deprem kataloğu

USGS Ulusal Deprem Bilgi Merkezinden (NEIC, National Earthquake Information Center) temin edilebilen aletsel dönem (1973-günümüz) ve tarihsel dönem deprem kayıtları *MARCIS* içerisine işlenerek eklenmiştir (Şekil 3.5).

2 ÇALIŞMADA KULLANILAN PROGRAMLAR

Marmara Denizi Kıyıları Veri Tabanı'nın oluşturulmasında çok sayıda program ve kullanılmıştır. Günümüzde ticari yazılımlar kadar serbest kullanımlı programlar (freeware) da istenilen veriyi işleyebilecek ve bilgi haline dönüştürebilecek niteliğe sahip durumdadır. Özellikle yer bilimleri amaçlı uygulamalarda çeşitli enstitüler tarafından araştırma ve eğitim amaçlı olarak üretilen programların araştırmacılara sundukları imkanlar azımsanamayacak kadar çoktur. Aşağıda bu çalışmada kullanılan programlar, kullanılış amaçları ve derlenen verilerin listesiyle birlikte niteliklerine de değinilmiştir.

2.1 Microdem 6.0-TerrabaseII:

Birleşik Devletler Deniz Akademisi (US Naval Academy) tarafından desteklenen bu program sayısal yükseklik modellerini görselleştirme ve analizi için çok ideal bir araçtır. Bu çalışmada kullanılan GTOPO30 (Global Topography 30 Arc, USGS) global topoğrafya verilerinin *MARCIS* ortamına aktarılmasında kullanılmıştır.

2.2 NCSA JHV 2.7 :

NCSA (National Center for Supercomputing Applications/Illinois Üniversitesi) tarafından geliştirilen bu program, USGS'in raster (görüntü) standartı olan HDF formatını okuyabilmekte ve dosya içerisindeki görüntü ve bilgilere ulaşılmasında kullanılmaktadır.

2.3 TNTMips Lite:

Microimages şirketinin (ABD) ticari bir RS/GIS yazılımı olan TNTMips'i çeşitli özellikleri kısıtlayarak eğitim amaçlı kullanılmak üzere dağıttığı sürümüdür. Bu çalışmada programın gelişmiş koordinat çevirimi aracı, coğrafi koordinatlarda temin edilen NEIC deprem kataloğunun ve GTOPO30 topoğrafya verilerinin *MARCIS'e* entegrasyonu amaçlı kullanılmıştır.

2.4 ER MAPPER:

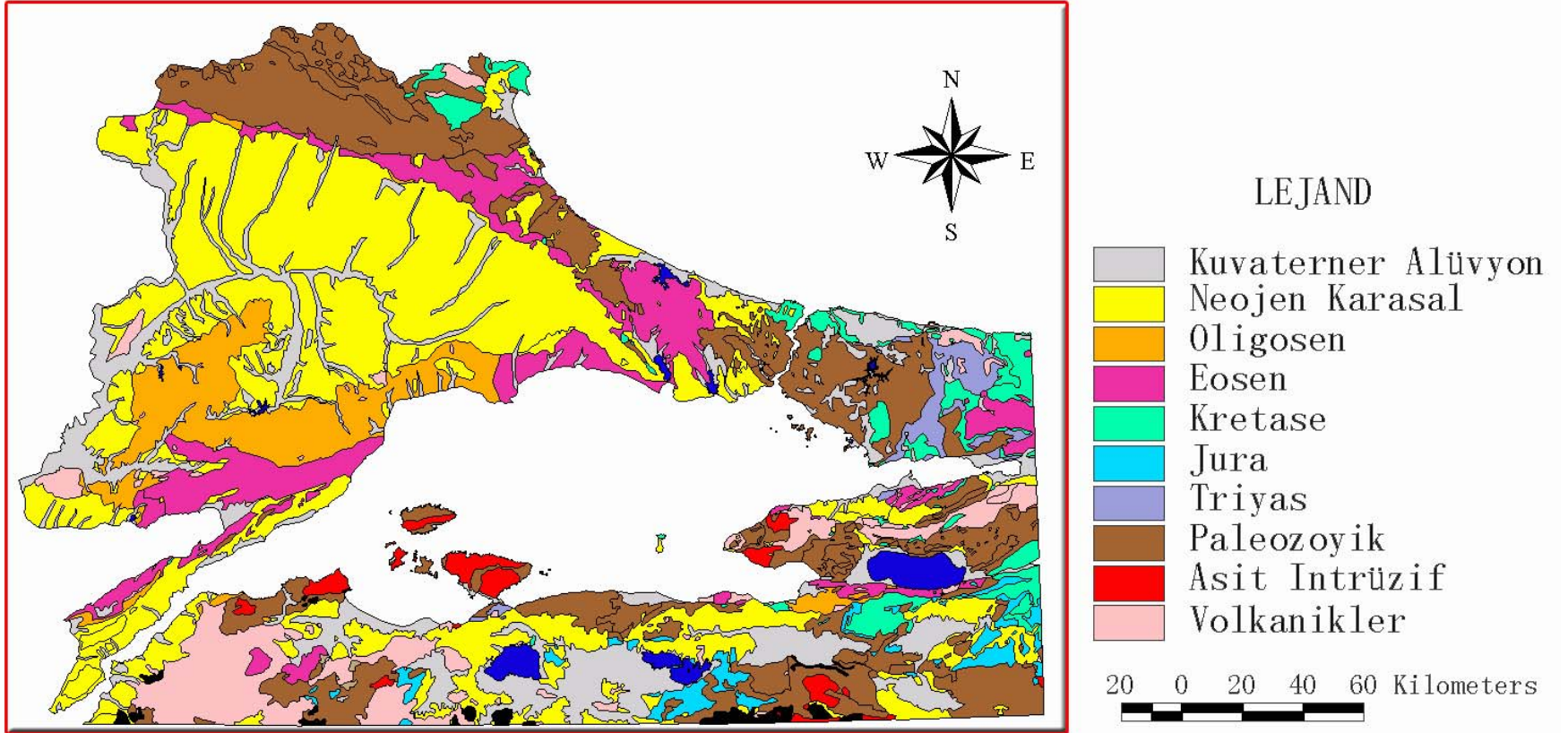
Earth Resources Mapping şirketinin ticari yazılımı olan bu program çalışmada lisanslı olarak, uydu görüntülerini işleme, coğrafi koordinatlara yerleştirme, 3 boyutlu harita üretimi (DEM), 3 boyutlu görselleştirme ve analiz amaçlı olarak kullanılmıştır. Program tarafından üretilen veriler tez ekindeki CD içerisinde (ecw) formatında bulunmaktadır.

2.5 ARCVIEW 3.2:

Ticari bir GIS yazılımı olan ArcView ile programın *Spatial Analyst* ve *3D Analyst* extensiyonları ile ücretsiz scriptleri bu çalışmanın temel ortamını oluşturmaktadır. Veri tabanındaki vektör elemanlar ve ilişkili tabloları bu ortamda geliştirilmiş, sorgulanmış ve görselleştirilmiştir.

MARMARA DENİZİ'NİN JEOLJİSİ

Dünya üzerindeki diğer jeolojik unsurlar gibi Marmara Denizi de milyonlarca yıllık jeolojik olaylar sonucunda oluşmuş bir iç denizdir. Yaklaşık olarak 240 km uzunluğa, 70 km genişliğe ve 11500 km² lik bir alana sahip olan ve Türkiye sınırları içerisinde kalan tek iç deniz olan Marmara Denizi jeolojik açıdan ilginç bir konumda yer almaktadır. Marmara Denizi, Türkiye'nin başlıca tektonik birliklerinden İstanbul Zonu ve Trakya Yarımadası ile Sakarya Kıtası'nı birbirinden ayıran İntra-Pontid Süturu üzerinde bulunur. Marmara Denizi, Batı Anadolu'da Ege graben sisteminin en kuzey unsuru olan ve içerisi Miyosen-Pliyosen çökelleri ile dolu Enez grabeni ile aynı hizada durmaktadır. Son olarak Marmara Denizi, Kuzey Anadolu Fayı üzerinde bulunmakta, bu fayın kuzey kolu İzmit Körfezi 'nde Marmara Denizi'ne girmekte, Mürefte'de denizden çıkarak Kuzey Ege'ye uzanmaktadır. Bu jeolojik olguların Marmara Denizi'nin oluşumunda ne tür bir rol oynadıkları gerek bilimsel açıdan gerekse Kuzey Anadolu fayının anlaşılması açısından kritik bir öneme sahiptir.



Şekil 0.1 Marmara Denizi ve çevresinin jeolojisi (MTA, 1964)

1 TEKTONİK KONUM

Marmara Denizi Türkiye'nin farklı eski ve yeni tektonik birliklerinin biraraya geldiği kritik bir bölgede yer almaktadır (Şekil 3.2). Kuzeybatıda yeralan Trakya Yarımadası kalınlığı 9 kilometreye varan Tersiyer yaşlı çökellerle dolu bir sedimenter havza şeklindedir. Bu havza kuzeyde Istranca Masifi üzerinde gelişmiştir. Güneyde ise havza temelinde Keşan-Mecidiye köyü civarında Istranca Masifi'ne benzer özellikteki metamorfik kayalar; Şarköy civarında ise ofiyolitik bloklar izlenmektedir. Güneyde yeralan bu ofiyolitik kayalar İntra-Pontid sutureunun (Şengör ve Yılmaz, 1981) artıkları olarak değerlendirilmiştir (Okay ve Tansel, 1994).

Marmara Denizi'nin kuzeybatısında Çatalca'dan doğuda kalan kesim İstanbul Zonu adı ile bilinir (Şekil 3.2, Okay, 1989 ve Emre vd., 1998). Bu zonda Paleozoyik yaşlı çökel bir istif bilinen temeli oluşturur. Bu temel üzerinde Triyas'tan Kuvaterner'e kadar uzanan çökeller, kuzeyde Karadeniz kıyısında ise Üst Kretase yaşlı volkanitler vardır.

Marmara Denizinin güneyinde Sakarya Zonu bulunur. Çanakkale'den Gemlik'e kadar uzanan bir kıyıya sahip olan bu tektonik birlik Triyas ve öncesi yaşta bir temel ile bunun üzerinde gelişmiş olan Jura ve daha genç çökellerden oluşmaktadır (Şekil 3.1 ve 3.2).

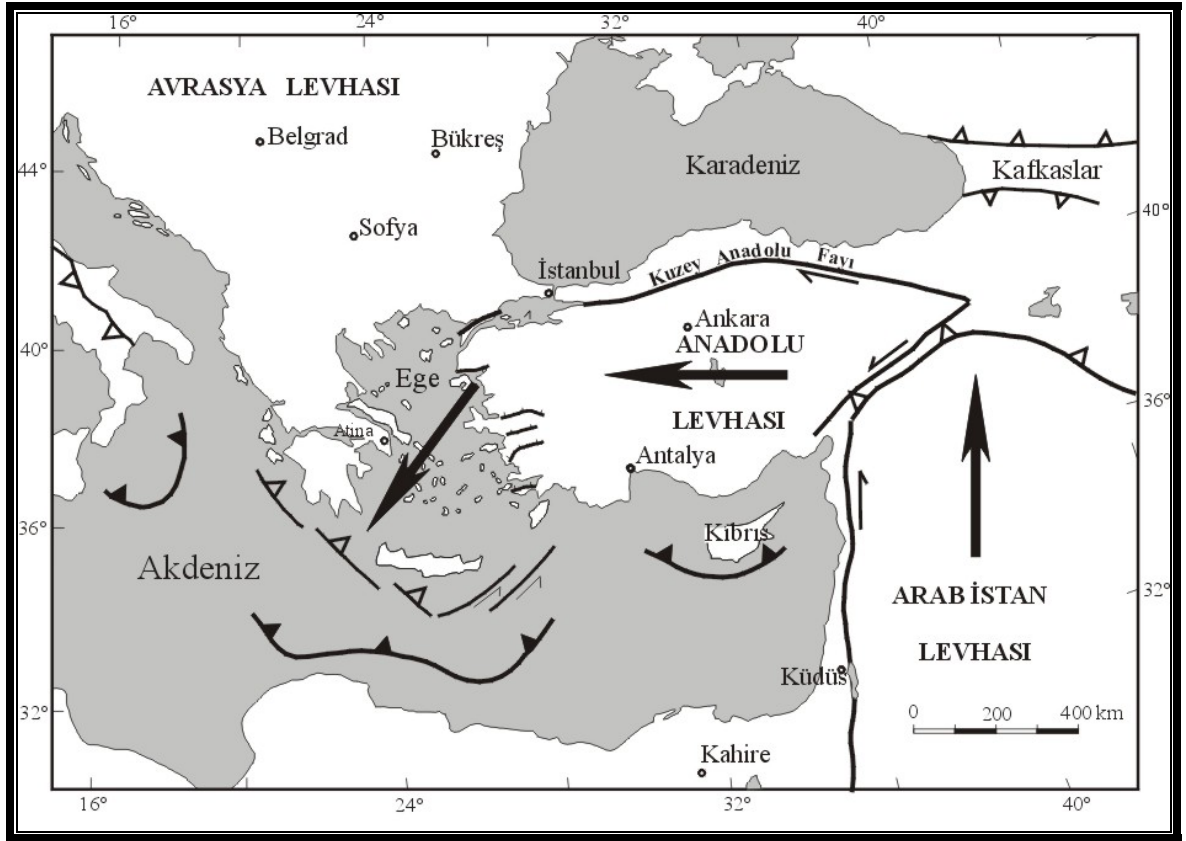


Şekil 0.2 Kuzeybatı Anadolu'nun tektonik birlikleri (Okay, 1989 ve Emre vd., 1998 den düzenlenerek alınmıştır)

Güneydoğudaki Armutlu Yarımadası İstanbul ve Sakarya birliklerine ait kayalar ile bunlar arasındaki ofiyolitlerden oluşmaktadır. Yılmaz vd (1995) Armutlu Yarımadası'ndaki bu ofiyolitleri İntra-Pontid suturenün temsilcisi olarak yorumlamışlardır.

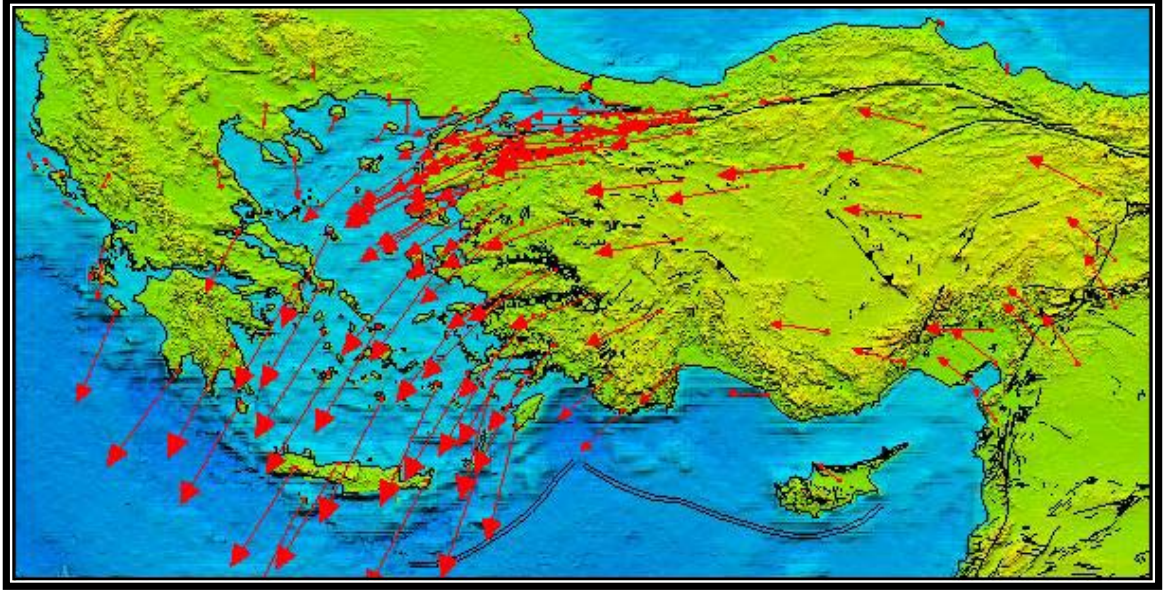
Genç tektonik açısından da Marmara Denizi ilginç bir konuma sahiptir. Şengör (1979) Türkiye'de genç tektonik (neo-tektonik) dönemin 11 milyon yıl önce Arap Yarımadası'nın Anadolu'ya çarpması ile başladığını belirtmiştir. Bu çarpışmanın ardından önce Doğu daha sonra da tüm Anadolu sıkışıp kalınlaşmış, bu kalınlaşmanın kıta kabuğunun karşılamayacağı bir seviyeye ulaşmasının ardından Anadolu batıya doğru hareket etmeye başlamıştır. Anadolu'nun batıya hareketi sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu ve sol yanal atımlı Doğu Anadolu fayları boyunca gerçekleşmiştir.

Batıya doğru hareket eden ve Sina Yarımadası'ndaki bir kutuba göre güneybatıya doğru saat ibresinin tersi yönünde dönen Anadolu burada hem rahat bir ortam bulması hem de Akdeniz'deki Hellenik dalma-batma zonunun etkisi ile gerilmeye uğramış ve böylece Batı Anadolu'da bir horst-graben yapısı oluşmuştur (Şekil 3.3).



Şekil 0.3. Türkiye'nin neo-tektonik birlikleri (Okay vd., 1999 dan alınmıştır)

Yakın zamanda Anadolu'nun çeşitli kesimlerinden yapılan GPS (Global Konumlama Sistemi) ölçümlerine göre Arap Yarımadası her yıl 18 ± 2 mm kuzeybatıya doğru ilerlemektedir. Anadolu levhası, Kuzey Anadolu Fayı boyunca yılda 24 ± 2 mm, Doğu Anadolu Fayı boyunca ise yılda 9 ± 2 mm batıya hareket etmektedir. GPS ölçümleri Batı Anadolu'nun ise yılda 30 ± 1 mm güneybatıya hareket ettiğini işaret etmektedir (McClusky vd., 2000; Şekil 3.4).



Şekil 0.4 Avrasya levhası referans alınarak elde edilen GPS hız vektörleri ve belirgin tektonik hatları (McClusky vd., 2000; <http://atlas.geo.cornell.edu>)

Kuzey Anadolu Fayı doğuda sıkışmalı bir yapıya sahiptir. Ancak GPS verilerinin de işaret ettiği gibi Batı Anadolu'nun güneybatıya doğru dönmesi, fayın batı tarafta gerilmeli bir nitelik kazanmasına yol açmıştır. Bunun neticesinde Kuzey Anadolu Fayı batı kesiminde kollara ayrılmış ve bu kollar boyunca çöküntü alanları gelişmiştir. Pamukova, Adapazarı ve Düzce ovaları, İzmit Gölü, Gemlik-Bandırma Körfezleri, İzmit Körfezi ve Marmara Denizi fayın oluşumuna neden olduğu bu alanlardan birkaçıdır.

2 MARMARA DENİZİ VE KIYILARININ NEOJEN VE SONRASI JEOLJİSİ

Marmara Denizi kıyılarının jeolojik özellikleri eskiden beri çok sayıda araştırmaya konu olmuştur. Bu çalışmaların çoğu Marmara Denizi ve çevresinin stratigrafisine yöneliktir. Son dönemlerdeki çalışmalarda ise daha çok Marmara Denizi içerisindeki fayların geometrisine ağırlık verilmiştir.

Marmara Denizi yukarıda da belirtildiği gibi jeolojik açıdan oldukça genç bir havzayı temsil etmektedir. Bu havzanın oluşumu hakkındaki veriler havza kenarlarından

ve bizzat havza içerisinde alınan veriler olmak üzere iki kısımda ele alınabilir. Aşağıda her iki kısma ait veriler sırasıyla ele alınacaktır:

Marmara çevresinde Neojen yaşlı kayaların en iyi çalışıldığı yerlerden biri Gelibolu-Çanakkale civarlarıdır. 19. Yüzyıl sonunda Tchiatcheff (1863-1867), Calvert ve Neumayer (1880), Andrussov (1896), English (1904), Newton (1904) gibi araştırmacıların dikkatini çeken bölgede bu dönemde daha çok paleontoloji, sedimentoloji ve stratigrafi ağırlıklı çalışmalar yapılmış; 20. yüzyılın başından itibaren de bunların yanısıra jeomorfolojik ve tektonik ağırlıklı araştırmalar gerçekleştirilmiştir (Bu araştırmaların uzun bir listesi için Barka vd., 1998; Tüysüz vd., 1998 ve Yaltırak vd., 2000 e bakınız).

Gelibolu-Çanakkale yöresinde Neojen istifi Oligosen-Eosen çökelleri üzerinde bariz bir açısal diskordansla başlar. Bu açısal diskordans, bölgenin Neojen çökeliminden önce bir süre kara halinde kalarak aşındırıldığının işaretçisidir. Neojen istifinin tabanında yeralan Orta Miyosen yaşlı (Saltık, 1974; Sümengen vd., 1987; Şentürk vd., 1987; Yaltırak, 1996) Gazhanedere formasyonu bir göl ve akarsu ortamı ürünü olup, bu dönemde bölgede karasal koşulların hüküm sürdüğünü göstermektedir. İstifin daha üstündeki Kirazlı formasyonu çapraz tabakalı, yer yer pelecypod ve gastropod kavkı parçaları içeren ince-orta taneli kumtaşları ile nadiren de kumlu, siltli çamurtaşı ve çakıltaşlarından oluşmuştur. Bu formasyon yer yer deniz girdileri olan bir akarsu ortamında çökelmiş olup tatlı su molluskları ve bol sayılabilecek karasal omurgalı fosilleri içerir. İçerdiği fosillere göre bu birim Orta Miyosen-erken Üst Miyosen yaşındadır (Sümengen ve. diğ., 1987). Gelibolu Yarımadası'nda istifin daha üstünde gölsel çamurtaşı ve siltli killi kumtaşları vardır. Bol ostrakod ve omurgalı fosili içeren birim omurgalı fosillere göre Geç Vallesiyen; ostrakodlara göre ise Alt-Orta Pannoniyen yaşlıdır (Sümengen vd., 1987; Şentürk vd., 1987). İstifin en üstündeki Bayraktepe üyesi altta tatlı su mollusk ve ostrakodları içeren çamurtaşı ve siltli, killi kumtaşlarından üste doğru ise denizel fosilli kumtaşları ve orta-kalın tabakalı mactra ve pelecypod'lu kireçtaşlarından oluşmuştur. Kalıcı bir deniz transgresyonunun işaretleri ilk olarak Geç Miyosen yaşlı bu üyenin üst seviyelerinde görülür. Bayraktepe üyesinin Gelibolu Yarımadası'nda ostrakodlara göre yaşı Orta Pannoniyen; Saros Körfezi 'nin kuzey sahillerinde ise Sarmasiyen-Ponsiyen'dir (geç Orta Miyosen-Üst Miyosen), ve

pelecypod ve gastropod fosillerine göre yaşı ise Üst Dasiyen'dır (Erken Pliyosen; Sümengen vd. 1987; Şentürk; 1987).

Gelibolu Yarımadası'nda görülen ve daha üstte yeralan Conkbayırı formasyonu, gevşek tutturulmuş, çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşmuş aluviyal yelpaze çökelleri ile temsil edilir. Birim kendisinden yaşlı kayaları uyumsuzlukla örter. Gelibolu Yarımadası'nda ters faylarla denetlenen yükselimlerin önünde çökelmiş olan Conkbayırı formasyonu olasılıkla Alt Pliyosen-Alt Pleistosen yaşındadır.

Marmara Denizi'nin kuzey kıyısında Neojen çökellerinin yaygın görüldüğü bir diğer bölge İstanbul'un Avrupa yakasıdır. Burada Büyükçekmece'den başlayan Neojen yaşlı birimler doğuda Haliç yakınlarına kadar uzanan bir alanda Marmara Denizi kuzey kıyılarını oluştururlar. Bu birimlerin tabanında Karbonifer yaşlı kırıntılılar, Orta-Üst Eosen yaşlı bol mercan ve alg fosilli resifal kireçtaşları ile yer yer de karasal ve gölsel (acısu) bir ortam ürünü olan Oligosen yaşlı kumtaşı, çakıltası, fosilli mikritik kireçtaşı, ince kum ve silt araseviyeli kilttaşları ve tüfitlerden oluşan Gürpınar formasyonu bulunmaktadır.

İstanbul Neojeni'nin en alt birimi olan Çukurçeşme formasyonu çimentolu veya çimentosuz kil, silt ve çakıl arakatkılı, tutturulmamış yada kötü tutturulmuş, yer yer omurgalı kemik ve diş kalıntıları içeren bol mikalı kum ve kumtaşlarından oluşur. Bu birimin bazı seviyelerinde ince seviyeler halinde Unio ve Mactra fosilleri içeren marn ve killer ile ince kömür arakatkıları da bulunur. Üst Miyosen (Panoniyen) yaşlı (Sayar ve Pamir, 1933; Arıç, 1955; Sayar, 1977; Sayar, 1989) Çukurçeşme formasyonu daha alttaki birimleri uyumsuz olarak örter. Birim tabanda örgülü akarsu ortamında depolanmıştır. Unio ve Mactra kapsayan düzeyleri ise acısu ortamını yansıtır.

Çukurçeşme formasyonunun üzerinde geçişli olarak duran ya da Karbonifer çökellerini uyumsuz olarak örten Güngören formasyonu altta paralel laminalı killer (İstanbul kili veya Süleymaniye kili) üstte ise ince kum mercekli marn ve kireçtaşı ara tabakalı killerden oluşur. Göl ortamında çökelmiş olan Güngören formasyonu üste doğru sayı ve kalınlıkça artan kireçtaşı aratabakaları içermeye başlar ve böylece tedricen Bakırköy formasyonuna geçer. Güngören formasyonu içerisindeki memeli, bivalv ve

balık fosilleri Orta-Üst Miyosen (Sarmasiyen-Panoniyen) dönemini ve gölsel bir ortamı belirtmektedir.

Bakırköy formasyonu, egemen olarak kil ve marn arakatlı bir kireçtaşıdan oluşur. Kireçtaşları bol Mactra fosilli, yer yer tebeşirimsidir. Bakırköy formasyonu genel olarak acı su ortamında gelişmiştir. Ancak Melanopsis ve Unio gibi fosilleri de kapsamı, çökeliş evrimi içinde zaman zaman tatlısu ortamının varlığına da işaret etmektedir. Bakırköy formasyonu Üst Miyosen (Panoniyen-Ponsiyen) yaşlıdır.

Kocaeli Yarımadası'nda Neojen yaşlı çökeller Paleozoyik ya da Mesozoyik yaşlı çökeller üzerinde diskordan olarak oturan karasal kırıntılılarla temsil edilmektedir. Üzerinde detaylı bir çalışma yapılmamış ve fosil bulgusu olmayan bu karasal çökellere çeşitli araştırmacılar tarafından Alt-Orta Miyosen (Emre vd., 1998) ile Pliyo-Kuvaterner (Ketin, 1983) arasında değişen yaşlar verilmiştir.

Marmara Denizi'nin güneyinde Neojen yaşlı birimlerin geniş mostra verdiği yerlerden biri Armutlu Yarımadası'dır. Burada istif Eosen ve daha yaşlı kayalar üzerinde açılmal bir diskordansla oturan Mudanya formasyonu ile başlar. Akarsu ve alüvyal yelpaze ortamında çökelmiş olan ve başlıca çakıltısı, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşan bu birim içerisindeki memeli fosilleri Üst Miyosen'i göstermektedir (Emre vd., 1998). Bu karasal çökelleri üstte doğru Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı kum, silt, kıltaşı, kireçtaşı ve karbonatlı kumtaşlarından oluşan Yalova formasyonu izler (Sakıncı ve Bargu, 1989; Emre vd., 1998). Bu birim ılık ve sıcak bir denizel ortamı yansıtmaktadır.

Marmara Denizi'nin güneyinde Mudanya ve daha batıda kalan alanlarda Neojen çökelleri de genellikle Armutlu Yarımadası'nda tanımlanan Neojen istifi ile benzer özelliklere sahiptir.

Marmara Denizi içerisindeki Neojen çökelleri hakkındaki bilgilerimiz kıyılarıdaki Neojen çökellerine oranla son derece kısıtlıdır. TPAO ve Marathon Oil tarafından açılan sondajlardan Işıklar-1, Doluca-1 ve Kuzey Marmara-1 kuyularında Çanakkale-Gelibolu Neojeni ile korele edilebilir Miyosen istifleri kesilmiştir.

Yukarıda tanımlanan Neojen çökelleri topluca değerlendirildiğinde Marmara çevresinde erken ve orta Miyosen'de karasal bir rejimin egemen olduğu görülmektedir. Bu ortamda geniş göller ve akarsular çökelişini oluşturan ve denetleyen unsurlar olarak

dikkati çekmektedirler. Ancak orta Miyosen sonundan itibaren bölgede denizel çökeller görülmeye başlar. Bu çökellerin karasal birimlerle ardalanması, genellikle kıyı tipi çökellerle temsil edilmeleri, ısı ve sıcak bir ortamı işaret eden fosiller içermeleri denizin derin bir ortam haline gelmediğini göstermektedir. Diğer yandan bu fosillerin Akdeniz kökenli olması Marmara Denizi'ne ilk suların Saros Körfezi'nden geldiğini işaret etmektedir. Görür vd. (1997) bu deniz girdisinin orta Miyosen sonu-geç Miyosen başında Saros Körfezi ile İstanbul arasında dar bir koridor şeklinde uzandığını ve bu koridorun henüz başlamakta olan Kuzey Anadolu fayı tarafından oluşturulmuş olabileceğini belirtmektedirler.

Tüysüz vd. (1998) ise Kuzey Anadolu fayının erken Pliyosen'de gelişmeye başladığını ve başlangıçta kompresyonel bir etki yaratarak bölgeyi yükselttiğini bunun sonucunda da Conkbayırı formasyonunun çökeldiğini belirtmişlerdir. Yazarlara göre bugün bölgede varlığı bilinen ve Saros Körfezi'nin açılımından sorumlu olan gerilmeli rejim ise geç Pleistosen (?)-Kuvaterner'de gelişmiştir. Yaltırak vd. (1998) ise Trakya Yarımadası'nın Trakya ve Ganos fayları boyunca hareket ederek saatin tersi yönünde döndüğünü, bunun sonucunda da Gelibolu Yarımadası ve Ganos Dağı'nda sıkışmaların meydana geldiğini, Kuzey Anadolu fayının ise bundan da sonra geliştiğini ileri sürmüşlerdir.

Miyosen başında Tetis okyanusunun kapanması ile Marmara Denizi ve Karadeniz'in de içerisinde bulunduğu büyük bir kuşağın dünya denizleri ile bağlantısı kesilmiş, bu alan doğuda Hazar Denizi batıda ise Panoniyen havzasına kadar uzanan ısı ve kapalı bir deniz haline gelmiştir. Paratetis adı ile bilinen bu kuşak birbirinden kara parçaları ile ayrılan, ya da birbirine dar su yolları ile bağlanan havzalara ayrılmıştır. Havza stratigrafisini doğrudan etkileyen bu bağlantılar ise tektonik etkilerin yanı sıra deniz seviyesindeki değişimlerle, dolayısı ile iklimle doğrudan ilişkilidir. Akdeniz ile Karadeniz arasında bir geçit durumunda olan Marmara Denizi bu iki büyük denize Çanakkale ve İstanbul boğazları vasıtası ile bağlanmaktadır. Marmara Denizi jeolojik geçmişte de Karadeniz vasıtası ile Paratetis ile, Akdeniz vasıtasıyla da dünya denizleri ile bağlantılı hale gelmiş ve bu iki denizi birbirine bağlamıştır. Bu nedenle Marmara Denizi'nin evriminde bu iki denizin etkisi son derece önemli olmuştur.

Karadeniz güney kıyılarında erken Miyosen sonu-orta Miyosen başında (Tarkaniyen) bir transgresyon başlamıştır. Bu transgresyonun ürünü olan çökeller içerisindeki fosil toplulukları ise Karadeniz'in merkezi Paratetis havzaları ile bağlantılı olduğunu işaret etmektedir. Bu transgresyonu takiben Karadeniz kapalı bir ortam haline gelmiş ve bu ortamda Doğu Paratetis'e özgü endemik bir fauna topluluğu yaşamıştır. Aynı dönemde Marmara Denizi çevresinde yukarıda tanıtılan karasal çökellerin gelişmiş olması Karadeniz-Marmara bağlantısının mevcut olmadığını göstermektedir. Orta-geç Miyosen'de Karadeniz suları minimum seviyeye inmiş hatta yer yer tümüyle çekilmiştir. Aynı dönemde Akdeniz bütünüyle kuruyarak bir evaporit havzası haline gelmiştir (Messiniyen krizi, Hsü, 1977; ayrıntılı bilgi için bkz. Okay ve Okay, 1998).

Marmara çevresinde en geç Miyosen'de gelişmiş olan çökeller içerisinde bulunan Mactra fosilleri Marmara Denizi'nin bu dönemde Paratetis tarafından işgal edildiğini göstermektedir. Sakınc vd. (1999) Paratetis-Marmara bağlantısının Terkos Gölü-Küçükçekmece yoluyla tesis edilmiş olabileceğini belirtmişlerdir (Şekil 3.7).

Pliyosen'de Kuzey Anadolu Fayı ve kolları tarafından yaratılan kompresyonel yapı nedeniyle Kuzey Marmara'da yükselimler gelişmiş, güneyde de Paratetis tipi denizel ortamlar yükselerek kara haline gelmiştir. Bunu takiben Akdeniz'in okyanuslarla bağlantısı kurulmuş ve yeniden derin sularla kaplanmış, bunun sonucu olarak da Marmara'ya Akdeniz suları girmeye başlamıştır. Marmara Denizi'nin doğu ve güney kısımlarındaki karasal ortamlar da yerini tedricen ıslak ve sıcak bir denizel ortama bırakmaya başlamıştır. Pliyosen'de Marmara Denizi'ni kaplayan Akdeniz suları bugünkünden daha geniş bir alanı kaplamışlardır. Bugünkü kıyı çizgisinden içeride bulunan denizel çökeller bunun en açık delilidir. Ancak Kuzey Anadolu Fayı henüz yeterince etkili olmadığı ve daha çok sıkışmalı bir yapıya sahip olduğu için bugünkü derinliğine ulaşmamış olan Marmara Denizi bu dönemde Akdenizin uzantısı olan ıslak bir deniz konumunda idi.

Marmara Denizi'nin bugünkü yapısını kazandığı dönem Kuvaterner (Pleistosen ve Holosen) dir. Kuvaterner yaşlı denizel çökeller Marmara Denizi çevresinde farklı seviyelerde yer almaktadır. Bu farklılık iklime bağlı deniz seviyesi değişimlerinin yanı sıra tektonik nedenlerle bölgenin yükselmesinin de doğal bir sonucudur. Marmara

Denizi çevresindeki Kuvaterner çökelleri, bugünkü deniz düzeyinden yaklaşık 3 m ile 50 m yi aşan değişik yüksekliklerde duran ve birbirine yanal ve düşey geçişli denizel ve karasal taraçalardan ve genç alüvyonlardan oluşmaktadır. Denizel taraçalar bir kaç m den 50 m'ye varan kalınlıklar sergiler ve genellikle birbiri ile ardalanarak bol kavrık, çakıl ve kum matrisli litolojilerle temsil edilirler. Güney Trakya sahillerinde yaygın olan bu taraçalar, tüm Marmara kıyılarında *Ostrea edulis* işaretçi seviyeleriyle deneştirilebilen özelliklere sahiptir. Bu nedenle Sakıncı ve Yaltırak (1995) tarafından Marmara formasyonu adı altında toplanmışlardır (Şekil 3.5).

Çanakkale-Gelibolu yöresindeki denizel taraçaların yaşları değişik çalışmacılara göre Üst Pliyosen(?)- Üst Pleistosen arasında değişir (English, 1904; Erinc, 1956; Güney, 1964; Şentürk vd. 1987; Sakıncı ve Bargu, 1989; Erol, 1992; Sakıncı, 1993; Sakıncı ve Yaltırak, 1995; Meriç, 1995, Yaltırak, 2002).

Marmara Formasyonunun en ilginç mostraları Kuzey Marmara'da Saros kıyılarının değişik lokalitelerinde ve kıyıda 10 km içeride Evreşe ovasının doğu ucunda bulunur. Birim güney Trakya sahillerinde ve Enez'de Oligosen ve Üst Miyosen-Alt Pliyosen'i, Çanakkale Boğazında Üst Miyosen ve Pliyosen'i transgresif olarak örter.

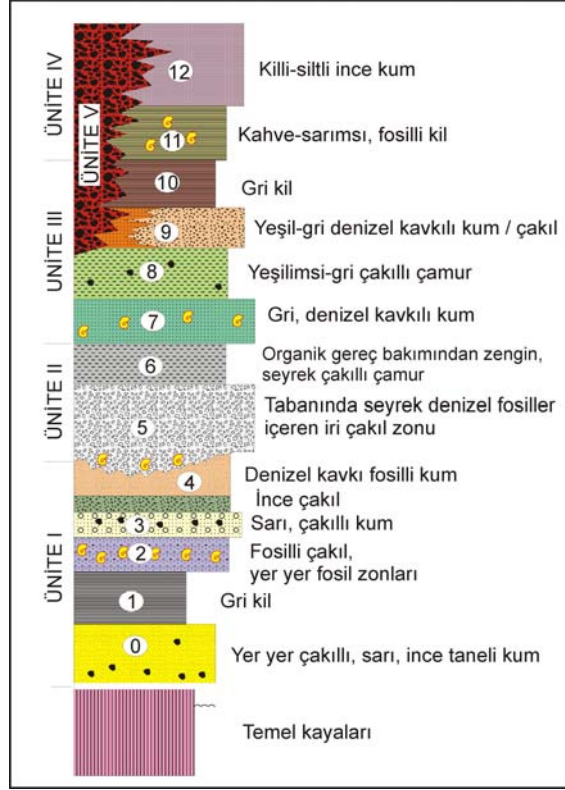
Marmara Denizi'nin güney kıyısında Karamürsel-Altınova arasında ve Hersek deltasında da Geç Pleistosen yaşlı taraçalar bulunmaktadır (Sakıncı ve Bargu, 1989). Bunlar da stratigrafik dizilimleri açısından sık değişim göstermekle birlikte fosil kapsamı açısından Kuzey Marmara'daki taraçalarla benzer özelliktedir (Şekil 3.5.)



Şekil 0.5 Marmara Denizi kıyılarındaki Pleistosen taraçaları (Yaltırak vd., 2002’den alınmıştır)

Marmara Denizi güney kesiminde yeralan Kuvaterner birimlerinden en geniş yayılımı alanları Armutlu Yarımadası’nın kuzeyinde Hersek ve Lale Dere deltalarında bulunmaktadır. Lale Dere deltasını oluşturan Pleistosen ve Holosen birimlerinin genelleştirilmiş bir stratigrafi kesiti Şekil 3.6’da verilmiştir. Buna göre deltayı oluşturan formasyonlar litolojileri, çökdikleri ortamlar ve fosil içerikleri gibi özellikleri dikkate alınarak beş üniteye ayrılmıştır (Tüysüz ve Genç, 2000).

Bölgenin görülür en alt birim olan Ünite I’in en alt birimi bivalv kavkıları içeren sarı renkli, yer yer çakıllı kötü tutturulmuş ince taneli kumlardır. İçerisinde zaman zaman yığınlar/banklar oluşturacak kadar bol denizel fosil bulunmaktadır. Bu ünite gerek litolojisi gerekse fosil içeriği açısından Tirenien taraça çökelleri ile kıyaslanabilir (Chaput, 1936; Erinç, 1956; Göney, 1964; Akartuna, 1968; Bargu ve Sakıncı, 1989; Sakıncı ve Bargu, 1989; Paluska vd., 1989, Sakıncı vd., 1999). Akdeniz faunasını işaretleyen bu seviyelere U/Th yöntemi ile 130.000 yıl yaş verilmiştir (Paluska vd., 1989).



Şekil 0.6 Lale Dere deltasının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Tüysüz ve Genç, 2000 den alınmıştır)

Ünite II erozyonel bir tabanla Ünite I üzerine oturan çakıltaşları ile başlar. Tabanında denizel kavkılar içeren bu kanal yapılı çakıltaşları kötü boylanmalı, yuvarlak taneli, tane destekli bir yapıdadır. Ünite II aşınma ve taşınma işlevlerinin egemen olduğu bir dönemin ürünü olup olasılıkla denize kavuşan bir akarsu çökelişini işaret etmektedir. Bu nedenle Ünite II nin deniz seviyesinin düştüğü bir glasiyal evreyi temsil ettiği, bir diğer deyişle 15-40.000 yıla karşılık geldiği düşünülebilir.

Ünite III gri renkli, bol denizel kavkı (bivalv) içeren kumlarla başlar. İyi boylanmış, ince taneli bu kumlar içerisinde bol miktarda iyi korunmuş bivalv fosilleri bulunur. Üste doğru içerisinde Pecten ve Ostrea gibi denizel kavkılarının da bulunduğu yeşilimsi gri renkli çakıllı çamurlar izlenir. Ünite III içerisindeki fosillerin de belirttiği gibi denizel bir birimdir. Bu fosillerin Akdeniz kökenli olması deniz seviyesinin bu birimin çökeldiği dönemde yükselmiş olduğunu ve Akdeniz ile Karadeniz'in bağlantılı olduğunu ifade eder. Bu dönem ise Marmara Denizi içerisi ve çevresindeki jeolojik çalışmalara göre 7.000 yıldan daha gençtir.

Ünite IV çökelleri kahverengimsi, sarımsı renkli killer ve killi siltli ince kumlar ve sahil kumlarından oluşur. Killer ve siltli kumlar içerisinde karasal Gastropod fosilleri, tuğla ve kömür kırıkları bulunması bu birimlerin tarihsel dönemlerde gelişmiş karasal çökeller olduğunu işaret etmektedir. Bunların daha üstünde ise bitkisel toprak bulunmaktadır.

Ünite V ise Armutlu fayının önünde yeralan yamaç molozları ile temsil edilmektedir. Kaba, çok kötü boylanmış ve köşeli çakıllardan oluşan bu birimin egemen malzemesi Triyas kumtaşlarından derlenmiştir. Bu birim içerisinde izlenen yaklaşık 30 cm kalın bir seviye ise denizel kavkılar, memeli kemik ve dişleri ile kömür ve tuğla parçaları içermektedir. Bu seviye ani bir deniz basmasının işaretçisi olarak değerlendirilmekte olup bu seviyeden alınan kemik fosilleri 2800 yıl öncesine aittir (Tüysüz ve Genç, hazırlanmakta).

Marmara Denizi çevresinde yeralan denizel Kuvaterner çökelleri yukarıda da tanıtıldığı gibi farklı kalınlıkta olup bugünkü deniz seviyesine göre 40 cm ile 50 metre yukarda durmaktadırlar. Tirenien (Orta-Üst Pleistosen) yaşlı (Erinç, 1956; Akartuna, 1968; Erol ve Nuttal, 1973; Sakıncı ve Bargu, 1989; Sakıncı ve Yaltırak, 1997) bu denizel çökellerin farklı seviyelerde bulunması farklı araştırmacılarca çeşitli şekillerde yorumlanmıştır. Bir görüşe göre (Erinç, 1954; Erol ve Nuttal, 1973) denizel çökellerin farklı seviyelerde bulunması Kuvaterner’de buzullararası dönemlerdeki deniz seviyesi değişimleri nedeniyledir. Diğer bir görüşe göre ise Kuvaterner denizel çökellerinin farklı kalınlıkta olması ve farklı taban seviyelerinde durması genç tektoniğin eseridir (Sakıncı ve Yaltırak, 1997; Tüysüz vd., 1998, Yaltırak vd., 2002). Bu dönemde Kuzey Anadolu fayının geniş bir fay zone haline geldiği, gerilmeli bir nitelik kazandığı ve bugünkü Marmara Denizi Bölgesi’nin çek-ayır havzaların oluşumu sonunda derin çukurlukların gelişmeye başladığı kabul edilmektedir (Şekil 3.7).

Marmara formasyonunun Karadeniz’deki yaşlıları Eski Öksin, Uzunlar ve Karangat çökellerini içerir. Pliyosen başında kuzeydeki Karadeniz’de su seviyesi düşmüş, Hazar ile Karadeniz arasındaki bağlantı kopmuş, böylece Karadeniz bir tatlı su gölü haline gelmiştir. Ancak Geç Pliyosen’den itibaren Karadeniz çökellerinde önemli oranda tuzlanma görülmesi Karadeniz’in dünya denizleri ile bağlantısının yeniden

kurulduğunu göstermektedir. Marmara çevresinde yeralan Çavda dönemi Özbek Formasyonu ve bu Formasyonun Marmara-1 kuyusunda kesilen eşdeğerleri altta Paratetis, üstte ise Akdeniz fosilleri içermektedir.

Çavda dönemini takiben bir çökmezlik dönemi yaşanmıştır. Bunu takip eden Eski Öksin safhasında Karadeniz ve Hazar Denizi arasında Maniç çukurluğu vasıtası ile bağlantı sağlanmıştır. Mürefte’de English (1904) tarafından bulunan Eski Öksin çökelleri İstanbul Boğazı vasıtası ile Karadeniz-Marmara bağlantısının da açık olduğunu göstermektedir. Sularını Akdeniz’e boşaltan ve böylece giderek tatlılaşan havzaya Eski Öksin sonunda Akdeniz suları girmiş böylece Uzunlar dönemi başlamıştır.

Eski Öksin döneminde Karadeniz’den Marmara ve Akdeniz’e boşalan sular İstanbul Boğazı’nın derin kazılmasına yol açmışlar, bu nedenle de Uzunlar transgresyonu öncekilere oranla daha etkili olmuştur (Erinç, 1953; Federov, 1988). Bu transgresyon sonucunda Hazar Denizi ile de bağlantı kurulmuş ve Akdeniz kökenli *Cardium edule* Maniç çukurluğu yolunu izleyerek Hazar Denizi’ne geçmiştir.

Uzunlar dönemini bir regresyon izlemiştir. Bu regresyon sonucunda Karadeniz suyu tatlılaşmıştır. Bunu izleyen Karangat döneminde ise Akdeniz suları yeniden Karadeniz’i istila etmişlerdir. Bu dönemde Karadeniz suyu bugünkünden yüksek sıcaklık ve tuzluluk oranına sahip olmuştur. Karangat dönemini izleyen Yeni Öksin regresif bir dönemdir. Bu dönemde Karadeniz suları Akdeniz’e akmış ve Karadeniz tatlılaşmış, ancak Yeni Öksin sonunda önce gölsel bir transgresyon daha sonra da bununla üstelenen yeni bir Akdeniz istilasını gerçekleştirmiştir. Bu transgresyon Federov (1998)’e göre Akdenizin 5-5.5 bin yıl önceki Flandriyen transgresyonu ile çakışmaktadır. Böylece başlayan Eski Karadeniz döneminde Karadeniz’de tuzluluk ile birlikte yaşayan Akdeniz canlılarının oranı da artmıştır. Bu dönemde deniz seviyesi bugünkünden 2-5 m yüksektir.

Yukarıdaki tanımdan görüldüğü gibi Karadeniz-Marmara ilişkileri büyük ölçüde östatik deniz seviyesi değişimleri ile kontrol edilmiş, glasiyel dönemlerde buzullarda su tutulması sonucu regresyon gelişince Karadeniz kapalı bir ortam haline gelmiş, interglasiyel dönemlerde ise deniz seviyesi yükselince Akdeniz suları Karadeniz’e girmişler, aşırı tuzlu bu sular yoğunluk farkı nedeniyle dibe çökerek giderek yükselen

anoksik bir ortamın gelişimine yol açmışlardır. Bu evrimde Marmara Denizi daha çok Akdeniz ile bağlantılı bir deniz niteliğini korumuştur.

Marmara Denizi kıyılarında Holosen çökelleri Ayamama çayı, Kuşdili-Kurbağalıdere, Marmara Ereğlisi, Haliç ve İstanbul Boğazı'nda yapılan sondajlarda belirlenmiştir. Kuşdili Formasyonu adı ile bilinen bu çökeller genellikle fosilli çamurlarla temsil edilmektedir. Bu birimler bugün deniz seviyesinden 1 ile 50 metre yükseklikte bulunur ve Marmara çevresindeki tektonik aktiviteyi işaret ederler.

Güney Marmara kıyılarında ise Holosen çökelleri Gölcük, Hersek, Kılıç, Kocasu ve Gönen deltalarının oluşumu ile karakterize edilirler. Güneyde faylarla sınırlanan bu deltaların tümü yükselen güney bloklardan aşındırılan gercin akarsularla taşınarak Marmara'ya doğru taşınması ile oluşmuşlardır. Delta morfolojisi incelendiğinde Marmara Denizi güney kıyı çizgisinin kıta içine doğru sokulmuş olduğu izlenmektedir. Emre vd. (1998) Holosen'de deniz seviyesinin bugünkünden 5 metre daha yukarda olduğunu göstermişlerdir.

Ayamama Holosen havzası (Meriç vd., 1991) İstanbul'un Avrupa yakasında Ataköy ile Yeşilköy arasında bulunur. İçerisinden Halkalı-Aymama deresinin aktığı bu havzanın batı kenarı KB-GD uzanımlı bir normal fay ile sınırlanır. Havzayı dolduran çökeller genellikle siyahımsı renkli çamurlardan oluşur. Yer yer kumlu, alt kesimlerinde ise çakıllı zonlar ve jips seviyeleri içeren bu çamurların özellikleri ile bunlar içerisindeki foraminifer, ostrakod ve mollusk kavrıkları ortamın zaman zaman deniz girdileri olan, zaman zaman kuruyan bir lagün-bataklık niteliğinde olduğunu işaret etmektedir.

Ayamama havzası ile benzer koşullar sergileyen Kuşdili Holosen havzası (Meriç vd., 1991) ise Kalamış koyu ve Kurbağalı dere alanını kapsar. 30 metre kadar kalın olan havza dolgusu burada Ayamama havzasındaki tek devrenin aksine 3 devreli bir çökelim sergiler. Her üç devre de karasal başlamakta, akarsu ağız ve giderek denizel fasiyeslere geçmektedir.

Marmara Ereğlisi Holosen çökelleri, Tireniyen çökelleri üzerinde diskordan olarak oturan 1-10 metre kalınlığa sahiptir (Barka vd., 1998). Altta 5-7 bin yıl öncesine ait (Özdoğan ve Özbaşaran-Dede, 1990) arkeolojik kalıntılar içeren killi kumlarla başlayan

istif daha üstte denizel fosilli kil, kum ve çakıllarla devam eder. Benzer çökeller Silivri ve Büyük Çekmece civarlarında da 50 metreye varan yüksekliklerde bulunmaktadır. Bu durum Kuzey Marmara sahilinin son 5-7 bin yılda en azından 50 metre yükseldiğini işaret etmektedir.

Holosen çökelleri İstanbul Boğazı ile Haliç önlerinde de yapılan sondajlarda kesilmektedir. Haliç çökelleri içerisinde 7.4 ve 5.7 bin yıl yaş veren fosiller bulunmuştur. Bu çökellerin alt seviyelerindeki fosiller tatlısu-deniz geçişini işaret etmekte, istif içerisinde yer yer jipsli seviyeler dikkati çekmektedir. Boğaz girişinde kesilen birimler ise altta çakıllı çamurlarla başlayan kum ve çamurlardan oluşmaktadır. Bu kesimdeki Holosen çökellerinin kalınlığı 20 metre kadardır.

Göktaş vd. (1997)'ne göre İstanbul ve çevresinde 4 ile 5 bin yıl önce önemli tektonik olaylar yaşanmış, bunun sonucunda da Ayamama, Kuşdili ve Marmara Ereğlisi denizel havzaları Holosen'de hızla yükselmiştir. Alçalan alanlarda ise kara alanları sığ, daha önce sığ olan alanlar da derin bir deniz ile kaplanmıştır (Yılmaz ve Oktay, 1996). Bu süreçte Marmara Denzinin İstanbul boğazına bakan kesimleri 10-15 metre derin alg düzlükleri halinde iken çökerek 30-35 metre derinliğinde anoksik havzalar haline dönüşmüştür.

Holosen deniz ilerlemesi Marmara Denizi'nin güneyindeki deltalarda da belirgin kayıtlar bırakmıştır. Güney Marmara kıyıları Kapıdağ tombolosu bir yana bırakıldığında genel olarak tektonik kontrollü doğu-batı uzanımlı bir yapı sunarlar. Bu durum bilhassa Bandırma-Gemlik şeridinde dikkat çekicidir. Bu bölgenin en büyük alüvyon birikimi Kocasu deltasıdır. Daha batıda Gönen Çayı deltası ile Karabiga arasının alçak kıyı tipindeki morfolojisi deniz ve akarsu etkileri ile şekillendirilmiştir. Kocasu ve Gönen çayı deltalarında 4-6 metre kotlarında bulunan eski delta bölümleri Holosen Denzinin yüksek seviyelerini tanımlamaktadır (Emre vd., 1998). Bu dönemdeki 5 metre seviyesi Biga çayı deltasında günümüz kıyı çizgisinden 13 km kadar kıta içerisine sokulan eski kıyı izleri ile tanınmaktadır. Biga çayı gerisindeki Ece gölü bataklığında tatlı su fosillerinin yanısıra denizel kavkıların da bulunması Holosen döneminde Karabiga yöresinde denizin dar bir körfez şeklinde kara içerisine doğru ilerlediğini göstermektedir (Emre vd., 1998).

Holosen deniz yükselimi Güney Marmara bölgesindeki vadilerin ve havzaların tabanlarında alüvyon boğulmaları oluşturmuştur. Pleistosen’de birer aşınım oluğu halinde olan Manyas ve Uluabat göllerinin tabanları Holosen’de Kocasu çayı ve kollarının getirdiği alüvyon dolguları ile sedlenerek göl çanakları haline dönüşmüşlerdir (Kazancı vd., 1998).

3 MARMARA DENİZİ’NİN NEOJEN-KUVATERNER EVRİMİ

Bu bölümde, Marmara Denizi’nin Neojen-Kuvaterner jeolojik gelişimi bu alanda yapılan çalışmalara değinilerek anlatılacaktır.

3.1 Erken-Orta Miyosen

Bu dönemde Marmara bölgesi aşınım alanıdır ve bölgede Orta Miyosen sonuna kadar penneplen morfolojisi egemendir. Oligosen sonunda İntra-Pontid Okyanusu’nun kapanmasıyla (Okay ve Tansel, 1992) gelişen sütur zonunun bu alanda olması ve Geç Miyosen sonunda tektonik aktivitesine başlayan (Şengör, 1985) Kuzey Anadolu Fay hattının Pliyosen’de bu zayıflık düzlemine ulaşmasıyla gelişen neo-tektonik dönem morfolojisine Marmara Denizi yerleşmiştir. Görür vd. (1997) çalışmalarında bu dönemde, Trakya Havzası ve Biga yarımadasında akarsu-göl koşullarının hakim olduğunu ve bu koşullar altında, karasal klastiklerle (Gazhanedere ve Pınarbaşı fm.) birlikte lokal volkanik birimlerin (Ezine-Doyuran volkanikleri) çökeldiğini belirtmişlerdir. Sakıncı vd. (1999) ise Trakya havzasının paleocoğrafyası üzerine yaptıkları çalışmalarında, bu dönemde Trakya Havzası’nın güneyinin bir depolanma alanı, bu alanın da ağırlıklı olarak menderesli akarsu ve göl hakimiyetinde bulunduğunu, Çanakkale-Eceabat kıyılarında ise savan koşullarının hüküm sürdüğünü belirtmişlerdir. Bu dönemde Istranca Masifi, Kocaeli Yarımadası, Ganos Dağı, Korudağ ve Hisarlıdağ’ın birer aşınım alanı, bunun yanı sıra İstanbul Yarımadası’nın büyük bir kısmının da Paratetis’in bir uzantısı şeklinde sığ bir körfez olduğunu öne sürmüşlerdir.

Akarsu-göl koşulları Marmara Denizi’nde Orta Miyosen sonuna kadar devam eder (Görür vd., 1997). Yazarlar, Marmara Denizi’nde ilk denizel etkinin bu dönemde gerçekleşmiş olduğunu ve bu transgresyonun Ege’den Saros yolu ile KAF’ın bölgede oluşturduğu dar bir açılma zonunda ilerlediğini ifade etmişlerdir. Ancak bölgeye KAF’ın

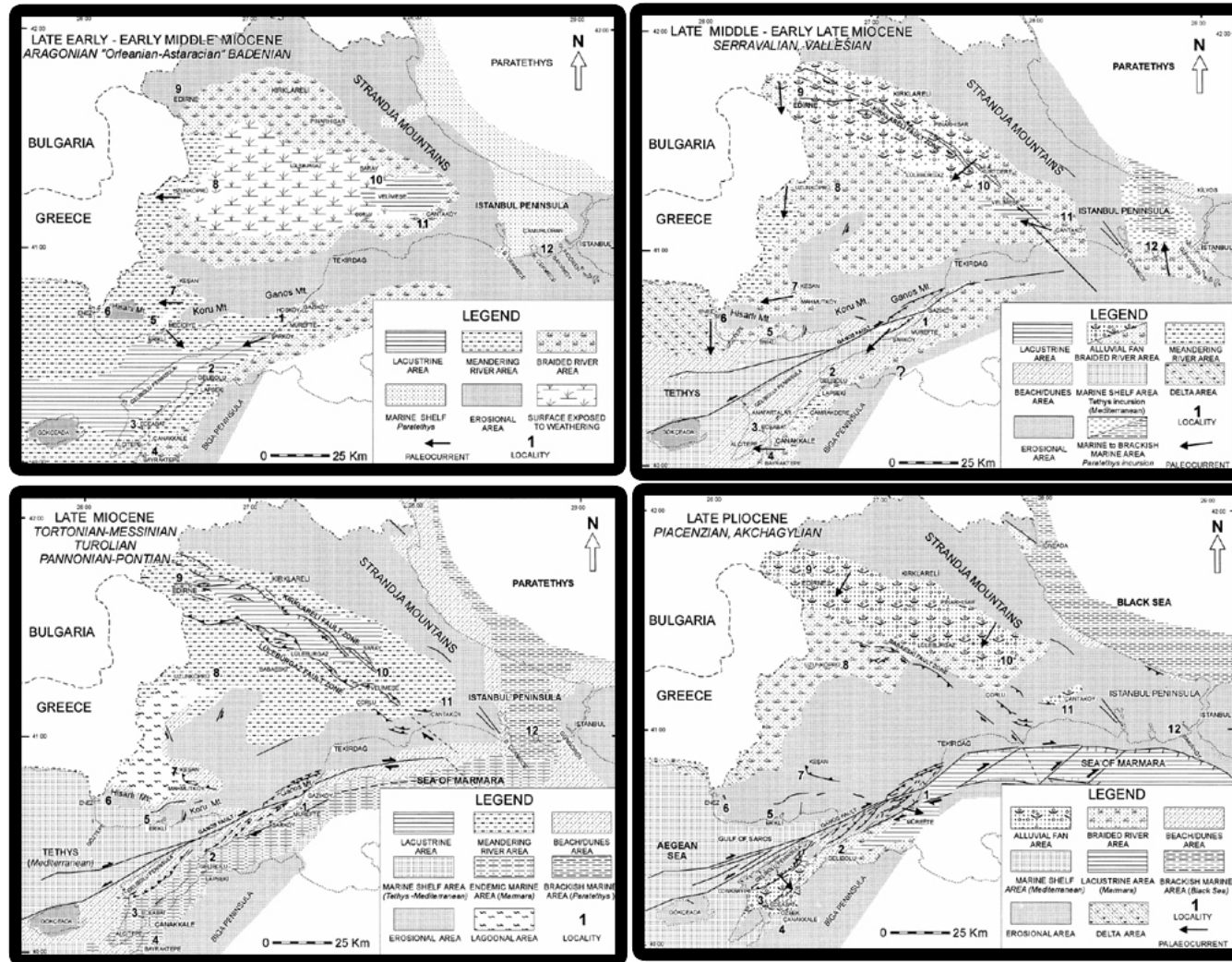
ve dolayısıyla Akdeniz'in yerleşme tarihi konusunda farklı görüşler vardır. Bu görüşlere göre KAFZ'nun Doğu Anadolu'da Geç Miyosen'de gelişimine başlamış, İzmit Körfezi ve Gelibolu Yarımadasında Orta-Geç Pliyosen'den itibaren etkili olmuştur (Tüysüz vd., 1998, Yaltırak vd., 1998, Okay vd., 1999, 2000, Şekil 3.7).

3.2 Geç Miyosen

Görür vd. (1997)'ne göre Geç Miyosen'de Marmara Denizi'ne ilk acısu-deniz girişimi gerçekleşmiştir. Bu yerleşimin çökel karşılığında bulunan Mactra fosilleri transgresyonun Akdeniz yerine Paratetis kökenli olduğunu işaretçisidir. Ayrıca bu dönemde KAF hattının güneye doğru genişlediği ve Marmara Denizinin de bu alana yerleştiğini söylemişlerdir. Sakınc vd. (1999) ise bu dönemde Akdeniz transgresyonunun Saros Körfezine tümüyle hakim olduğunu ve ilk Karadeniz-Marmara bağlantısının Panoniyen-Ponsiyen aralığında Küçük Çekmece-Terkos hattı ile geliştiğini İstanbul-Çanakkale arasının dar-endemik bir Körfez olduğunu öne sürmüşlerdir (Şekil 3.7).

3.3 Geç Pliyosen

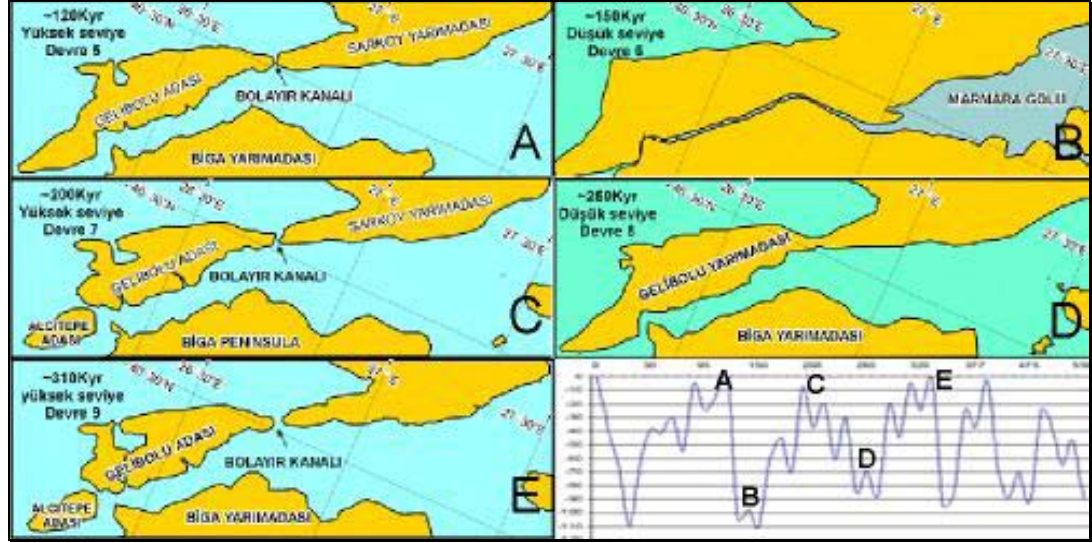
Görür vd. (1997)'ne göre bu dönemde Marmara Denizi'nin kuzeyi önemli ölçüde yükselerek aşınmış ve güney Marmara'da karasal bir alan haline gelmiştir. Yazarlar aynı zamanda Messiniyen krizi sonrası geniş bir alanda egemen olan transgresyona rağmen Akdeniz sularının ancak Geç Pliyosen'de Marmara Denizi'ni işgal ettiğini ve Marmara Denizinin'de Akdeniz-Paratetis arasına bir su yolu haline geldiğini belirtmişlerdir. Sakınc vd. (1999) ise bu dönemde Trakya'nın bir aşınım alanı olduğunu, KAF ile Ganos fayının birleşerek şiddetini arttırması sonucu Gelibolu yarımadasının yükseldiğini belirtmişlerdir. Günümüzde Marmara bölgesinin önemli tektonik denetimli Kuvaterner havzaları olan Karacabey-Manyas depresyonu denizle bağlantısı gelişmemiş bir karasal depolanma alanı, İznik gölü havzası ise bir göl alanıdır (Şekil 3.7). Bu dönemde güney Marmara drenaj sistemlerinin Marmara havzasından farklı yönlerde gelişmiş olduğu ortaya konulmuştur



Şekil 0.7 Trakya Havzasının Miyosen-Pliyosen paleocoğrafya haritası (Sakınc vd., 1999'dan alınmıştır)

3.4 En Geç Pliyosen-Erken Pleistosen

Marmara Denizi havzasının jeolojik tarihçesi KAF'ın oluşumu ve evrimi ile paralel olarak gelişmiştir (Görür vd., 1997). Bu dönemde de güney ve doğu Marmara'da KAF zonuna bağlı olarak gelişen Neojen ve Kuvaterner ökellerinin dağılımı ve özellikleri KAF'ın transform yapısının bu dönemde geliştiğini ortaya koyar (Emre vd., 1998). Bu dönemle birlikte Geç Miyosen-Pliyosen'de bölgede hakim olan K-G yönlü sıkışma deformasyonu yerini KAF'ın transform yapısı ile temsil edilen yatay yönlü hareketlere bırakmıştır (Emre vd., 1998). Dolayısıyla, bölgenin günümüz morfolojisini denetleyen tektonik çatı bu dönemde belirginleşerek gelişimini sürdürmüştür. Bu dönemde KAF, Marmara havzasında kuzey ve güney olmak üzere iki ayrı zon oluşturmuştur. Daha şiddetli olan kuzey zon içerisinde D-B uzanımlı ve günümüzde ~1200 m derinliklere ulaşan ek-ayır karakterli çukurluklar gelişmiş; güney zonda ise, yine ek-ayır karakterli bir havza olan Gemlik-Bandırma koridoru oluşmuştur. Marmara Denizi bu çukurluklara bir daha ekilmemek üzere yerleşmiştir. Bu dönemde okyanuslar son yapılarını kavuşmuşlardır. Görür vd. (1997)'ne göre, Marmara Denizi Pleistosen buzularası dönemlerde Marmara Denizi hem Akdeniz'in hem de Paratetis'in egemenliği altındadır. Buzul dönemlerinde ise havza, Karadeniz tipi bir acı su gölü halini almıştır. Marmara Denizi'nin Erken Pleistosen'deki su seviyesine ilişkin bulgular sınırlıdır. Çanakale ve Gelibolu'da bulunan denizel taraçaları yoğun tektonik aktivite nedeniyle yükselerek ilksel konumları bozulmuştur. Bu dönemde Marmara Denizi'nden farklı bir gelişim izleyen ve kuzeyde KAF'ın güney kolu, güneyde ise Ulubat-Manyas fayları tarafından sınırlanan Karacabey-Manyas havzası kapalı bir havza olma özelliğini korumuştur. Okay ve Okay (2001)'e göre bu dönemde Tekirdağ ukurluğuna boşalmakta olan Paleo-Meriç nehri Marmara Denizinin kuzey sahillerinin KAF etkisi altında yükselmesiyle oluşan akaçlama terslenmesi ile birlikte yön değiştirerek Ege Denizine akmaya başlar. Yaltırak vd. (1997 ve 2002) Marmara Formasyonu Gelibolu taraalarının çökeltme ortamı ve yaş ilişkilerine dayanarak Saros Körfezi ile Marmara Denizi arasında buzul arası dönemlerde kurulan bağlantının *Bolayır Kanalı* yolu ile sağlandığını belirtmişlerdir. Bu kanal Ganos Fayı'nın yarattığı 0.3 mm/yıl hızındaki yükseltme nedeniyle süreç içerisinde daralarak kapanmıştır (Yaltırak v.d, 2002, şekil 3.8).

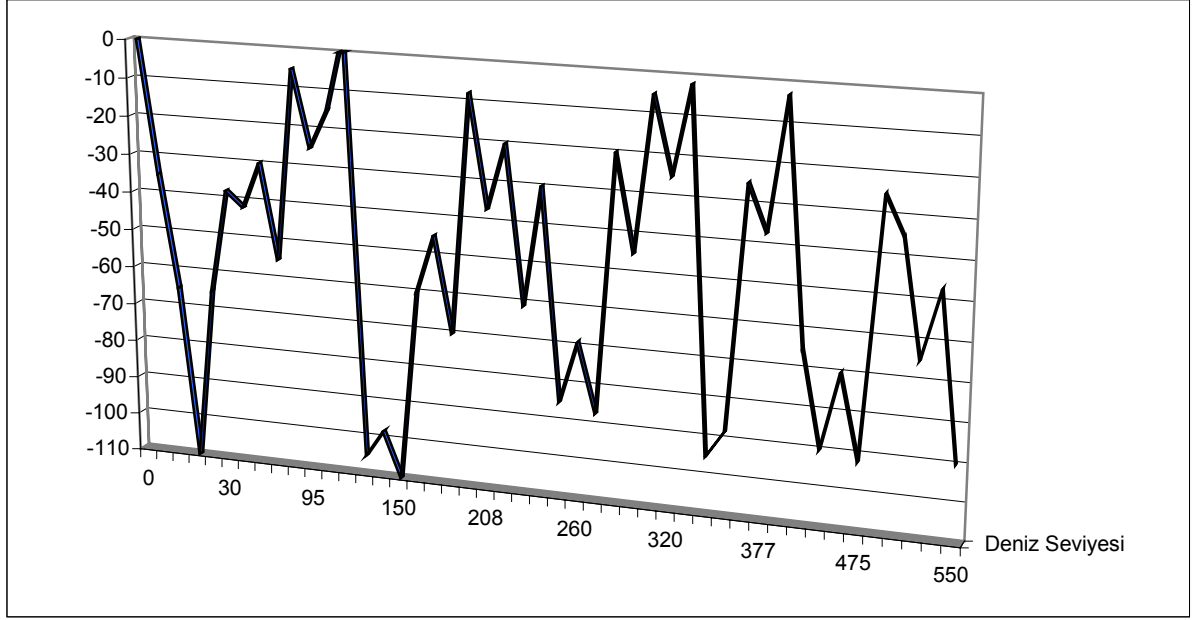


Şekil 0.8 KB Marmara Denizinin Erken-Orta Pleistosen'deki paleocoğrafyası ve küresel deniz seviyesi değişimleri (Yaltırak vd. 2002 ve Aksu vd., 1999 dan düzenlenerek alınmıştır)

3.5 Geç Pleistosen

Marmara Denizinin Pleistosen'deki seviyesini gösteren denizel taraçalar Tireniyen yaşlıdır ve genelde tüm Marmara kıyılarında izlenmektedir (Şekil 3.5.). İzmit Körfezi güney kıyılarında bulunan bu dönem taraçalarında yapılan radyometrik yaş tayini (~260-130 bin yıl/BP, Paluska vd. 1989) sonuçları, son dönemde Gelibolu taraçalarında yapılan yaşlandırma sonuçları ile (U/Th) uyumludur (~200-100 bin yıl/BP, Yaltırak vd., 2002). İzmit Körfezinin dip tortulları üzerine yapılan yaşlandırmalar da körfezdeki depolanmanın da bu dönemde başladığına işaret eder (Meriç 1995). Bu dönemde (Tireniyen) global deniz seviyesi günümüzden çok farklı olmasa da (Aksu vd., 1999, Şekil 3.6) Marmara Denizi en geniş coğrafi yayılımına ulaşmıştır. Bu durum Emre vd. (1998) tarafından KAF'ın bu dönemden sonra şiddetinin maksimuma ulaştığı ve günümüz morfolojik hatların keskinleştiği şeklinde yorumlanmıştır. Yaltırak vd. (2002) Gelibolu yarımadasındaki Marmara formasyonuna ait Pleistosen taraçalarının günümüz lokaliteleri ile çökme ortamlarını karşılaştırarak, bölgenin Ganos fayının sıkıştırma tektoniğine bağlı olarak yılda 0.3 mm yükseldiğini tespit etmişlerdir. Bu dönemde, Karacabey Boğazı'nın da açılmasıyla güney Marmara drenajı Marmara havzasına akaçlanmış ve Karacabey-Manyas depresyonundaki alüvyonları kazarak Marmara

Denizi'ne taşımıştır (Kazancı vd, 1997, Emre vd. 1998). Bölgede günümüze buzul çağlarındaki deniz seviyesi değişimlerine paralel olarak delta sekansları gelişmiştir ve günümüz güneybatı Marmara Şelfi'ni oluşturmuştur (Aksu vd. 1999). Aynı çalışmada Aksu vd. (1999) sekanslar arasındaki topset-foreset ilişkilerini değerlendirerek şelf alanının yılda 0.2 mm çöktüğünü öne sürmüşlerdir.



Şekil 0.9 Global $\delta^{18}O$ izotop değerlerine göre Pleistosen-Güncel deniz seviyesi değişimleri (Aksu vd., 1999)

3.6 En Geç Pleistosen

Bu dönemde gerçekleşen son buzullaşma döneminde (Würm) deniz seviyesi Ege Denizi'nde -120 m'lere kadar düşmüştür. Marmara Denizi ise, Çanakkale boğazındaki -65 m eşik derinliği nedeniyle, bir süre sonra açık denizden soyutlanmış ve seviyesini korumuştur. Güney Marmara'da buzul dönemi kıyı çizgisi Armutlu Burnu'ndan başlayarak İmralı ve Marmara adaları önünden Çanakkale Boğazı girişindeki kanyon morfolojisine bağlanır (~12000 yıl/BP, Smith vd., 1995, Ergin vd., 1997).

Bu dönemde deniz seviyesinin düşmesine bağlı olarak, bölgenin drenajında da önemli değişimler olmuştur. Örneğin, Kocasu nehri düşen kaide seviyesine göre

gençleşerek Karacabey-Manyas havzasının tortullarını güney Marmara şelfi üzerine taşımış ve ~60 m kalınlığında bir delta sekansı oluşturmuştur (Δ2-6, Aksu vd., 1999; Ergin vd., 1998, Emre vd., 1998). Buzullaşmanın en şiddetli olduğu dönemde Kocasu deresi büyük oranda su yüzüne çıkan şelf üzerinde ilerleyerek, İmralı batısından Çınarcık çukurluğuna; Biga ve Gönen dereleri de Çanakkale boğazı vadisi ile birleşerek, Tekirdağ çukurluğuna akaçlanmıştır (Kazancı vd., 1998, Smith vd., 1995, Aksu vd., 1999).

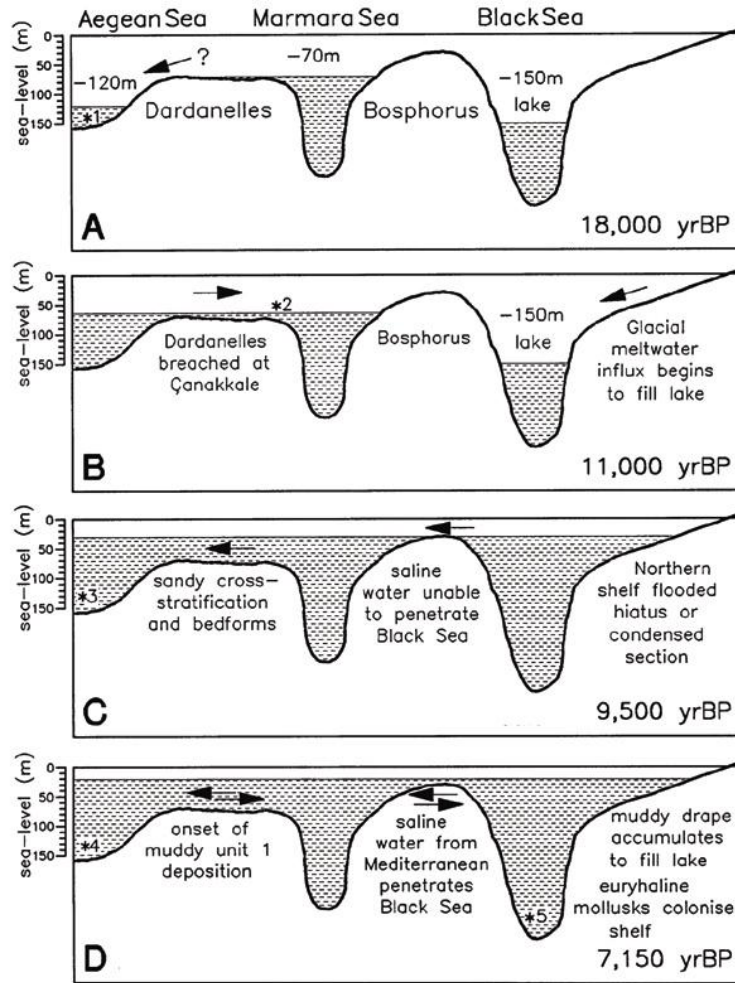
3.7 Holosen

Son buzul döneminde (Würm) Marmara Denizinin her iki denizle de bağlantısının kesildiği belirtilmektedir (Smith vd., 1995, Aksu vd., 1999). Günümüzden 12.000 yıl önce başlayan son transgresyonla birlikte (Flandriyen) Karadeniz-Marmara-Akdeniz bağlantısı yeniden kurulmuştur. Ancak bu bağlantının nasıl gerçekleşmiş olduğu tartışma konusudur.

Ryan vd. (1997) Karadeniz şelfi üzerinde yaptıkları çalışma sonucunda şelf tortullarında aniden (~7150 BP) ortaya çıkan Akdeniz mollusklarına dayanarak bağlantının katastrofobik bir şekilde gerçekleştiğini öne sürmüşlerdir. Bu teoriye göre, yükselen Akdeniz suları -bu tarihe kadar aşamadığı İstanbul Boğazı önündeki doğal barajı yıkarak- Karadeniz seviyesini 2 yıldan kısa bir sürede ~150 m derinlikten günümüz seviyesine çıkarmıştır. Ryan vd. çalışma sonrasında yayınladıkları kitapta ise (Ryan and Pitman, 1999. Noah's Flood, The new scientific discoveries about the event that changed history,: New York, Simon & Schuster, 319 p), afet öncesinde geniş bir alüvyal düzlük olan günümüz şelf alanında kalabalık ve gelişmiş bir tarım toplumunun yaşamakta olduğunu ve afetle birlikte bu toplumun dağılarak Ortadoğu'ya göç ederek Mezopotamya uygarlığının temelini oluşturduklarını öne sürmüşlerdir. Semitik dinlerde sözü edilen Nuh Tufanı efsanesinin bilimsel dayanağı da böylelikle bu hipoteze bağlanmıştır.

("The soil and debris that once dammed the [Bosphorus Strait] were quickly swept away... Ten cubic miles of [Mediterranean] water poured through each day, two hundred times what flows over Niagara Falls", Ryan ve Pitman, 1999, Noah's Flood).

Son dönem çalışmalarda ise (Görür vd. 2001, Çağatay vd., 2000, Aksu vd. 1999 ve 2002) bu görüşün aksine buzul çağının sona ermesiyle birlikte Karadeniz'nin kuzeybatısına dökülen Dinyeper, Dinyester, Don ve Danube akarsularının debisinin arttığına ve ~9,5 binyıl/BP'den itibaren Karadeniz seviyesini global deniz seviyesinden daha hızlı bir şekilde İstanbul boğazı eşiğine yükseltmesi sonucu Karadeniz sularının Marmara'ya hızlı akışıyla beraber ilk bağlantının kurulduğuna işaret etmişlerdir. Bu sürekli ve güçlü akış, İstanbul Boğazı'nın Marmara çıkışında günümüzde çamur örtüsü ile kaplanmış olan bir delta geliştirmiştir. Bu yorumu destekler nitelikte veriler de Ege ve Marmara Denizleri'nde çeşitli lokalitelerde yapılan karotlama çalışmaları sonucunda elde edilmiştir. Karotlarda yapılan jeokimyasal analizler ile Marmara çukurluklarının 12000 yıl, Marmara şelfinin ise 6000 yıl öncesine kadar tatlı su özelliğini koruduğu belirtilmiştir (Aksu vd, 2002).



Şekil 0.10 Geç Pleistosen-Holosen Karadeniz-Akdeniz geçişinin evrimi (Aksu vd, 1999)

Tüm bu sonuçlar Holosen başında Marmara Denizine ilk olarak Çanakkale eşiğinin aşılmasıyla Akdeniz'in girdiğini (~11 binyıl/BP), bunu takiben küresel deniz seviyesinden daha hızlı yükselen Karadeniz'in İstanbul Boğazı eşiğini aşarak Marmara'ya boşalması sonucu Ege Denizine Karadeniz suları ve faunasının giriş yaptığını (9.5 binyıl/BP), bunu takiben yükselen deniz seviyesi ile birlikte Akdeniz sularının Karadeniz'e akmaya başlamasıyla günümüz hidrolojik koşullarının oluştuğunu (7150 yıl/BP) işaret etmektedir.

Bu çalışmaların yanısıra, güney Marmara delta ve ovalarında yapılan jeomorfolojik ve sedimantolojik çalışmalar sonucunda, Kocasu ve Gönen deltalarındaki +4 ve +5 m kotlu basamakların Geç Holosen'de gerçekleşen *klimatik optimum*'da yükselen deniz seviyesi sonucunda oluştuğu belirtilmiştir (Emre vd., 1998). Yazarlar, bu dönemde Marmara Denizi seviyesinin +5 yükselerek Karacabey Boğazı ve Biga-Gönen ovasının içerisine sokulduğunu ve oluşan sediman boğulması sonucu da Ulubat ve Manyas göllerinin de günümüzdeki konumlarını aldığını öne sürmüşlerdir. Bu dönemde Marmara kıyılarındaki diğer alçak kıyı bölgelerini de su basması ile sonuçlanmış olması gerekmektedir. Buna örnek olarak antik Truva kentinin kurulmuş olduğu Karamenderes ovası verilebilir. Truva savaşlarının olduğu dönemde Çanakkale Boğazı çıkışında kara yönünde sığ bir körfez olan bu ova deniz seviyesinin sabitlenmesiyle günümüz delta morfolojisini kazanmıştır. Ayrıca Kapıdağ yarımadası da Geç Holosen'de anakaraya bağlanarak tombolo morfolojisi kazanmıştır.

4 KUZEY ANADOLU FAYI VE MARMARA DENİZİ

Marmara Denizi Kuzey Anadolu fayının iki önemli kolu üzerinde yer almaktadır. Bunlardan kuzey kol doğuda İzmit Körfezi'nden Marmara Denizi'ne girer ve batıda Mürefte'de denizden çıkar. İkinci kol ise İznik Gölü güneyinden geçerek Gemlik Körfezi'ne girer, yaklaşık olarak Marmara Denizi güney kıyısını takiben Kapıdağ Yarımadası'na kadar uzanır, burada denizden çıkarak Biga Yarımadası'nın içerisine dalar ve Ege Denizi'ne doğru devam eder.

Kuzey Anadolu fayının Marmara Denizi'nin oluşumu ile ilişkisi ve bu deniz içerisindeki geometrisi hakkındaki görüşler Andrusov'un 1896 daki batimetri haritası ile başlamıştır. Kuzey Anadolu fayının henüz bilinmediği bir dönemde hazırlanmış olan ve Marmara Denizi içerisindeki batimetrik yapıyı gösteren bu harita Kuzey Anadolu fayının keşfi sonrasında Marmara Denizi için önerilen modellerin de ilham kaynağı olmuştur. Başlangıçta Kuzey Anadolu fayının Marmara Denizi içerisinde İzmit ile Mürefte arasında tek bir hat şeklinde geçtiği kabul edilmiştir (Pınar, 1943; Pavoni, 1961). Ancak Marmara Denizi'nin batimetrisine yönelik araştırmalar arttıkça farklı modeller önerilmeye başlamıştır. Barka ve Kadinsky-Cade (1988) Marathon Oil firmasının yapmış olduğu ancak yayınlanmamış sismik kesitleri kullanarak Marmara Denizinin bir çek ayır havzalar dizisi şeklinde açıldığı görüşünü ileri sürmüşlerdir (Şekil 3.14). Bu modele göre İzmit Körfezi 'nden Marmara Denizi'ne giren Kuzey Anadolu Fayı burada çok sayıda segmente ayrılmaktadır. En-echelon bir yapı gösteren bu segmentler arasında ise batimetrik çukurluklar oluşmaktadır. Bu modelde İzmit Körfezi , Çınarcık, Orta Marmara ve Tekirdağ çukurluklarının farklı çek-ayır havzalar olarak geliştikleri ileri sürülmektedir.

GPS (Küresel Konumlama Sistemi) çalışmaları Arap Yarımadası'nın kuzeye doğru hareketi sonucunda sıkışarak batıya kaçmak zorunda kalan Anadolu'nun Sina Yarımadası'ndaki bir kutuba göre saatin tersine doğru döndüğünü göstermektedir (Şekil 3.11). Bu dönmenin doğal bir sonucu olarak Kuzey Anadolu Fayı sağ yönlü doğrultu atımın yanı sıra batı alanlarda gerilmeli bir nitelik kazanmış ve fay üzerinde çok sayıda çek ayır havzalar gelişmiştir. Kuzey Anadolu fayının bu niteliği Marmara Denizi'nin

batimetrisi ile karşılaştırıldığında Marmara Denizi içerisindeki çukurlukların üç büyük çek-ayır havzaya karşılık geldiği sonucu ortaya çıkmaktadır. Bu sonuç Barka ve Kadinsky-Cade (1988)' in önerdikleri modelle de uyumlu görülmektedir. 1990 lı yıllarda gerek deniz araştırmalarına ağırlık verilmesi gerekse Marmara Denizi içerisinde yeni bir doğal gaz sahasının keşfi ile birlikte yeni veriler üretilmeye başlamış, buna bağlı olarak ta Kuzey Anadolu fayının Marmara Denizi içerisindeki geometrisine yönelik yeni modeller önerilmiştir.

Wong vd. (1995) Piri Reis gemisinin yürüttüğü sığ sismik ve örnekleme çalışmalarını değerlendirerek Kuzey Anadolu fayının Marmara Denizi içerisinde iki ana kola ayrıldığını, bu kolların da batimetrik çukurlukları sınırlayan kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı ikincil faylarla parçalandığını ileri sürmüşlerdir (Şekil 3.14).

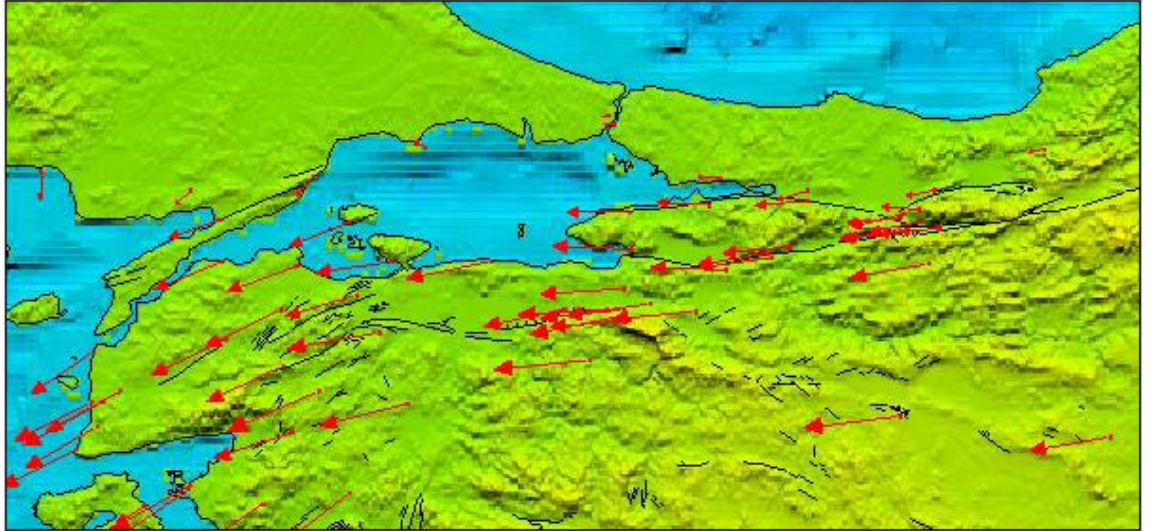
17 Ağustos 1999 depremini takiben ileri sürülen bazı modellerde ise Kuzey Anadolu fayının Marmara Denizi içerisindeki kollarından sadece tek bir tanesinin aktif olduğu, bunun da Marmara Denizi'ni İzmit ile Mürefte arasında tek bir hat boyunca biçtiği ileri sürülmüştür (Le Pichon vd., 1999). Bu model Tchalenko (1970) tarafından tanımlanan çek-ayır havzaların evrim modelini esas almaktadır. Buna göre doğrultu atımlı fayların sıçradığı yerlerde çek-ayır havzalar gelişmekte, bu havzaları açan faylar havzanın evrimi sürecinde bir zaman sonra aktivitelerini yitirmektedir. Buna karşılık havzayı açan fayların kolları olan ve anti-Riedel kırıkları denilen ikincil faylar birbirleri ile birleşerek açılmış olan havzayı ortasından biçen yeni bir fayı oluşturmaktadır (Şekil 3.14).

Okay vd. (1999 ve 2000) ise MTA Sismik-1 gemisinin yapmış olduğu sismik yansıma verilerinden hareketle Kuzey Anadolu fayının İzmit Körfezi 'nde ikiye ayrıldığını, güneydeki kolun Armutlu Yarımadası güneyinden geçerek İmralı ve Marmara Adası kuzeyine doğru uzandığını, bu fayın önemli bir normal atım bileşeninin olduğunu ve kuzey İmralı havzasının gelişimini kontrol ettiğini belirtmişlerdir. Bu yazarlara göre İzmit Körfezi içerisinde yer alan ikinci fay batıda ikiye ayrılmakta ve Çınarcık çukurluğunu kuzey ve güneyden sınırlamaktadır. Bunlardan kuzeyde yeralan fay Adalar'ın güneyinden geçerek batıya dönmektedir. Batıda Tekirdağ Çukurluğu'nun güneyinden geçen fay ise Ganos fayına birleşmektedir. Okay vd. (2000)'ne göre

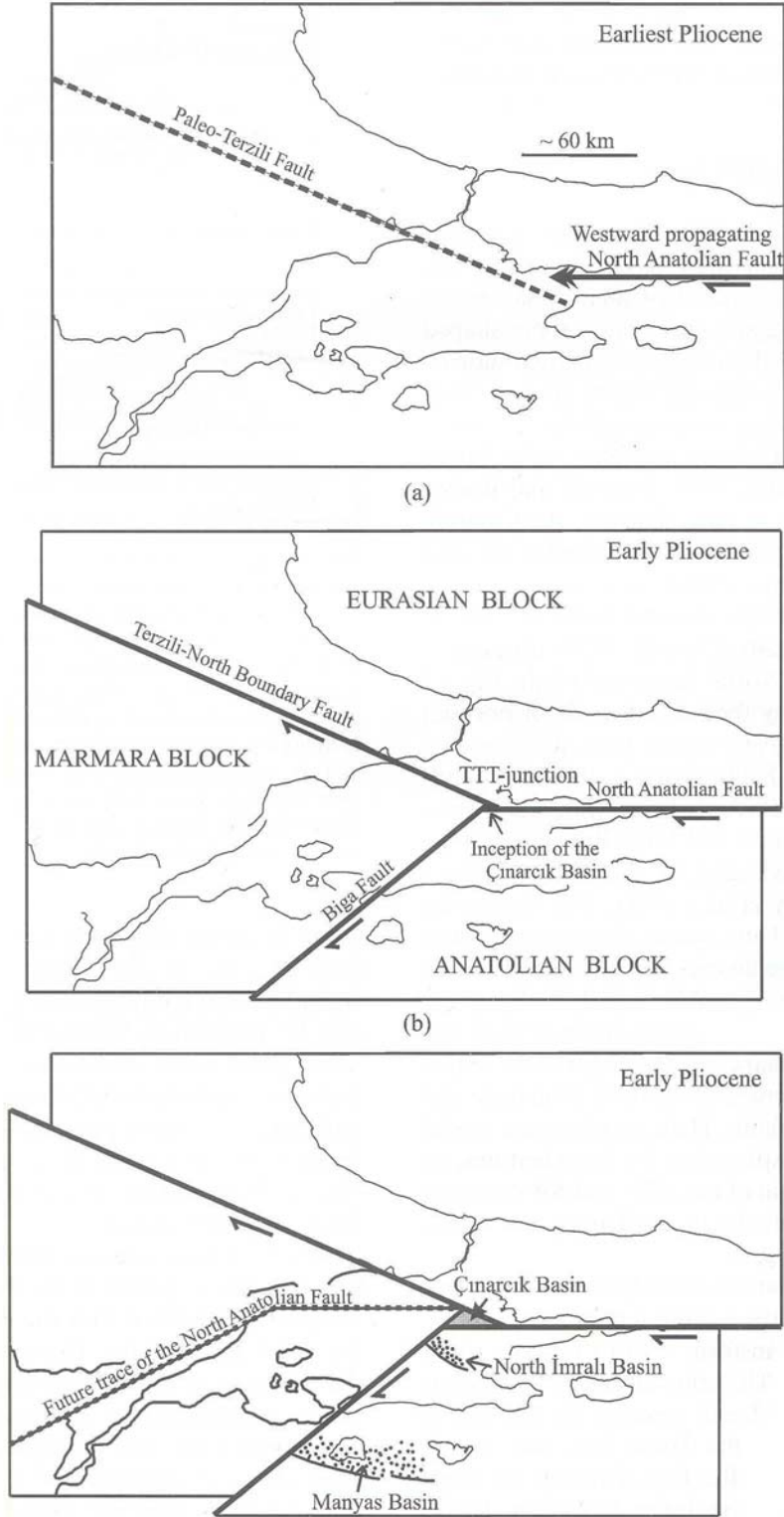
Çınarcık havzası Trakya Yarımadası'ndaki Terzili, güneydeki Biga ve Kuzey Anadolu Fayları üzerinde bir üçlü eklemin evrimi ile açılmıştır (Şekil 3.12).

Yaltırak vd. (2000ve 2002) ise Kuzey Anadolu fayının gelişimi öncesinde Eskişehir-Trakya fayının aktif olduğunu, gerek Ganos dağı gerekse Gelibolu'daki kompresif yapıların (bknz. Tüysüz vd., 1998) bu fayın etkisi ile meydana gelmiş olduğunu ileri sürmüşler, Kuzey Anadolu fayının ise bu yapıları keserek geliştiğini ve Kuzey Anadolu fayının gelişimi ile Eskişehir-Trakya fayının aktivitesini yitirdiğini belirtmişlerdir (Şekil 3.14).

Le Pichon vd. (2001) nin Le Suroit gemisi verilerine göre hazırladıkları yayına göre Kuzey Anadolu fayının Marmara Denizi'ne İzmit Körfezi doğusundan giren ana kolu körfez çıkışında Çınarcık Çukurluğu içerisine girmekte ve bu çukurluğu kuzeyden sınırlar bir şekilde Adalar'ın güney ve batısına kadar izlenmektedir. Çınarcık Çukurluğu'nun güneyinde Çınarcık-Yalova arasında uzanan ve bilhassa 17 Ağustos Depreminin artçıları ile açık bir biçimde takip edilebilen fay bu yazarların verdiği haritada (sığ sularda çalışılmamış olmasından dolayı) görülememektedir. Bu fay ile Çınarcık Çukurluğu arasında ise az eğimli bir şelf bulunmaktadır (Şekil 4.2).



Şekil 0.11 Marmara Denizi ve çevresi GPS hız vektörleri (McClusky vd., 2000; <http://atlas.geo.cornell.edu>)



Şekil 0.12 Okay vd. 2000 tarafından Çınarcık havzasının oluşumu için önerilen model

Adaların güneyinden sonra ana fay kolu dönerek doğu-batı uzanım kazanır. Yeşilköy açıklarındaki bu dönüş alanı kuzey-güney gidişli bindirme fayları ile karakterize edilir. Bu durum fayın dönüşünün burada sıkışmalı bir etki yarattığını işaret etmektedir.

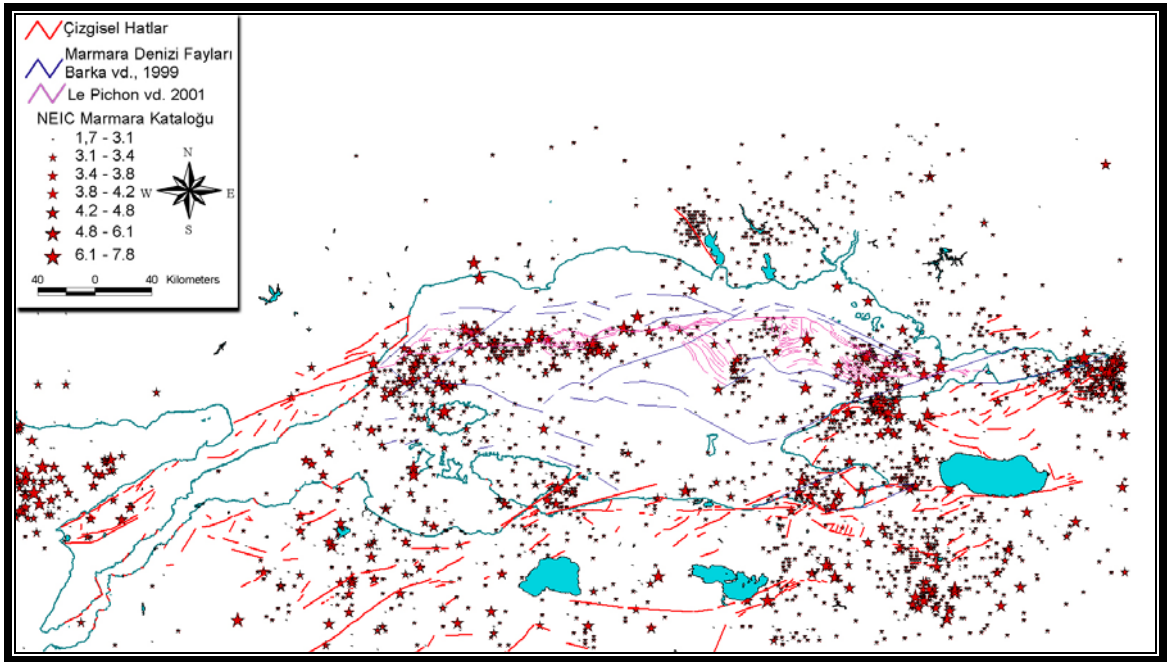
Çınarcık Çukurluğu batıda Orta Marmara yükselimi ile sınırlanır. Bu yükselimin kuzeyinden devam eden ana fay, Kumburgaz havzasından geçerek batıdaki Orta Marmara Havzası'na girer. İçerisi tutturulmamış yumuşak ve suya doygun çökellerle dolu olan bu çukurluk içerisinde fay diğer kesimlerdeki kadar iyi izlenememekte, çok sayıda küçük faylar şeklinde izlenmektedir. Le Pichon vd. (2001)'nin makalesinde bir kısım yazarlar burada fayın tek parça olduğunu belirterek fayın saçılmasının havzayı dolduran çökellerin yapısından kaynaklandığını kabul etmişler, aynı makalenin yazarlarından bir kısmı ise bu yoruma katılmamışlardır. Bu yazarlara göre fay burada farklı segmentlerden oluşmaktadır.

Orta Marmara Havzası'nın batı sınırını oluşturan Batı Marmara yükseliminde ana fayın izi son derece belirgindir. Burada sırtı keskin bir biçimde kesen fay batıya doğru Tekirdağ Havzası içerisine girer. Havzanın güneyinden geçen ana fay daha sonra karaya çıkarak Ganos dağlarının güneyinden Saros Körfezi'ne devam eder.

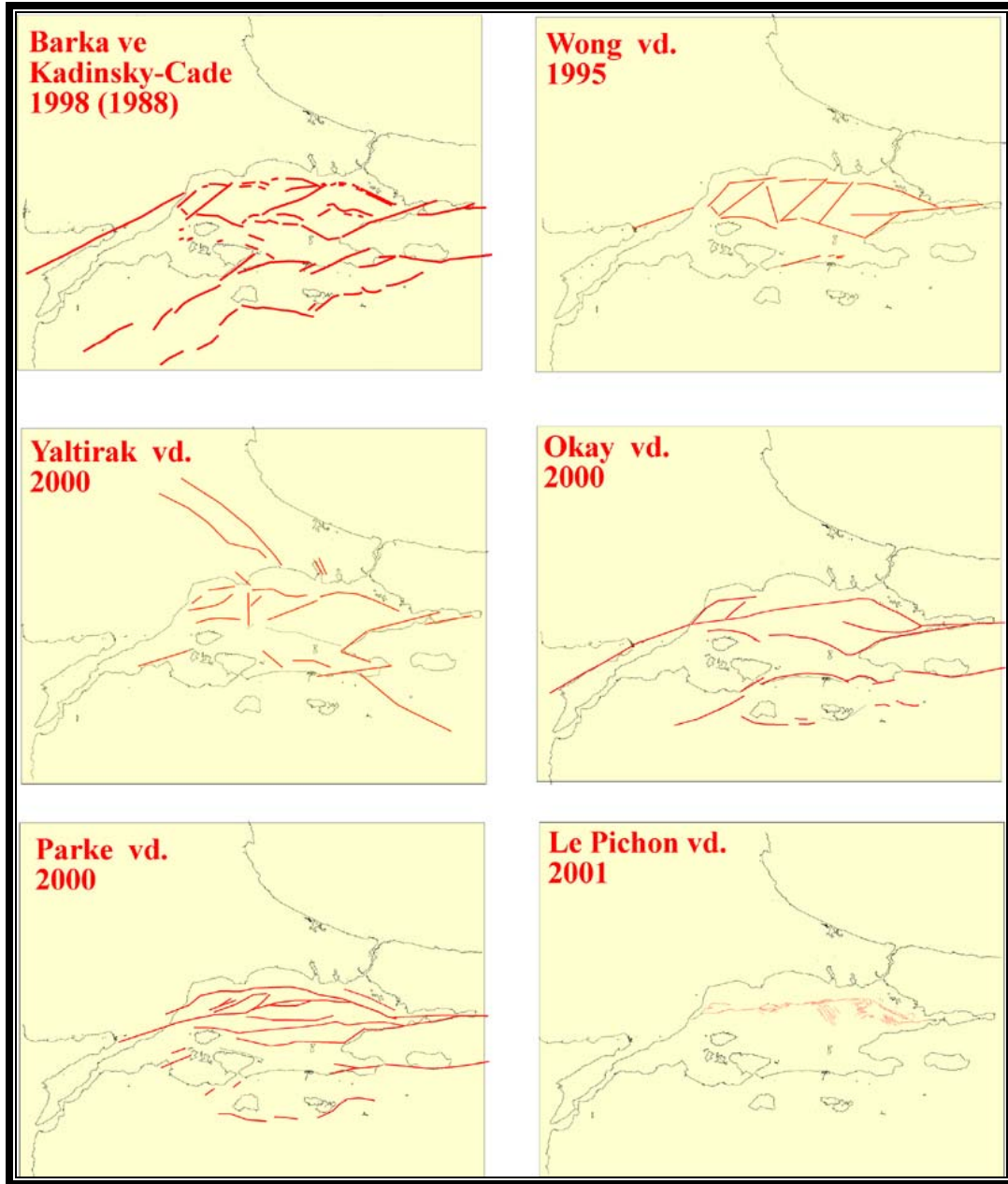
Yukarıda kısaca özetlenen farklı görüşler büyük ölçüde elde mevcut olan sismik ve batimetrik çalışmalara ve sismolojik verilere dayanmaktadır. Bu görüşlerin tatmin edici sonuçlara ulaşması için ise halen sürdürülmekte olan deniz jeolojisi, jeofiziği ve batimetri çalışmalarının sonuçlarının elde edilmesi gerekmektedir ki bu da birkaç yıllık bir dönemi kapsayacaktır.

Marmara Denizi'nin evriminin anlaşılması bakımından önemli bölgelerden biri İzmit Körfezi'dir. İçerisi Pleistosen ve daha genç çökellerle doldurulmuş olan bir çukurluk halindeki körfez çevresinde kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı faylar bulunmaktadır. Körfezin her iki yakasındaki bu faylar Pleistosen ve Kuvaterner çökellerinin evrimini denetleyen ana unsurlardır. İzmit çöküntüsü içerisindeki çökeller üzerinde yapılan araştırmalar bu birimlerin fay denetiminde gelişmiş alüvyal yelpazeleri temsil ettiğini göstermektedir. Bu fayların geometrisi ile Kuzey Anadolu fayının hareket yönü arasındaki kinematik ilişkiler ise gerek İzmit Körfezi nin gerekse onun karadaki doğu

devamı olan İzmit çöküntüsünün bir çek-ayır havzalar dizisi olarak geliştiğini göstermektedir. Bu yapı Marmara Denizi'nin gelişimi için Barka ve Kadinsky-Cade (1988) tarafından önerilen modelin küçük bir örneği gibi gözetilebilir. Ancak İzmit Körfezi içerisinde yakın zamanda yapılan sismik çalışmalar (Şengör vd., 1999) Körfezi dolduran çökellerin bugün aktif faylar tarafından doğu-batı yönünde biçildiğini göstermiştir. Bu durum yukarıda kısaca özetlenen Tchalenko (1970) modelinin Körfeze uygulanabileceğini göstermektedir.



Şekil 0.13 USGS NEIC Deprem Kataloğuna göre 1973-2002 yılları arasında Marmara çevresindeki deprem aktivitesi ve tektonik hatlar



Şekil 0.14 Çeşitli çalışmalarda öne sürülmüş, Marmara Denizi 'nin açılışın kontrol eden fay modelleri

MARMARA DENİZİ VE ÇEVRESİNİN MORFOLOJİSİ

Marmara Bölgesinin Ana morfolojik elemanları bir bütün olarak ele alındığında platolarla çevrili bir yükselim ve çukurluklar sistematüğinden oluştuğı görülür. Bu elemanlardan KAF'ın tektonik şekillendirmesinin şiddetli olduğu orta kısımda gelişen ana çukurluğa Geç Pliyosen'den itibaren Marmara Denizi yerleşmiştir. Bunun yanısıra Denizin güncel geometrisi de yine çukur ve yükselim alanların sınırlarına bağılı olarak gelişimini sürdürmüştür. Bu kısımda güncel deniz seviyesine göre Marmara bölgesi jeomorfolojik olarak kara ve deniz alanları olarak 2 ayrı kategoride incelenmiştir. Buna göre deniz içerisindeki Körfezler, adalar, denizaltı havzaları ve yükselimleri bulunmaktadır.

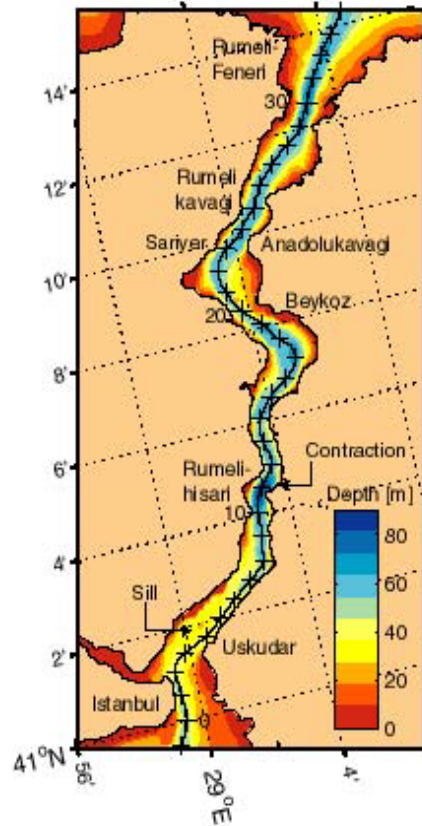
1 DENİZ ALANLARI BATİMETRİK ELEMANLARI

Marmara Denizi karmaşık bir denizaltı morfolojisine sahiptir. Deniz içerisinde alanından beklenmeyecek kadar derin havzalar ve çok dik kıta yamacı bulunmaktadır. Bütün bu morfolojik elemanların nedeninin bölgedeki K-G genişleme rejimiyle KAF şekillendirmesi olduğu düşünülmüştür. Bu karmaşık rejim tüm deniz alanında farklı çalışmasından denizaltı morfolojisinde de bir iç denizde beklenmeyecek asimetrilere yolaçmıştır. Bu kısımda farklı kategoriler altında Marmara Denizinin sadece denizaltı morfolojisi tartışılacaktır.

1.1 Boğazlar

Marmara Denizi komşu denizlerle olan ilişkisini iki adet boğaz vasıtasıyla sağlar. Bu boğazların içerisindeki eşikler Marmara Denizinin günümüzde olduğu gibi geçmişte de hidrodinamik koşullarını (deniz seviyesi ve akıntı sistemi) kontrol etmişlerdir. Bu boğazlar aynı zamanda Karadeniz'in de açık denizlere olan bağlantı yolunu oluşturmaktadır.

Marmara ile Ege arasında geçiş yolu olan **Çanakkale boğazı** Eceabat ilçesinde yaptığı dirsek dışında düz olarak KD-GB doğrultuda gelişmiştir. Uzunluğu 62 km, genişliği ise 1.2-7 km arasındadır. Boğaz içerisindeki derinlik yer yer –100 m’nin üzerine çıksa da –65 m bir eşik derinliğine sahiptir. anakkale boğazı Marmara içerisine –75 m derinliğinde bir kanyon morfolojisiyle giriş yapar. Oluşturduğu bu yapı günümüzde Şarköy açıklarındaki 50 m’lik platform nedeniyle güney Marmara kıyılarına doğru yönlenmekte ve Bayramdere deltası önlerinde sonlanmaktadır. Bu morfolojinin Würm regresyon dönemi süresince geliştiğini ve Çanakkale boğazı üzerinden Marmara gölüne akan akarsuyun Biga ve Gönen çaylarının da katılımıyla Tekirdağ basenine ulaştığı düşünülmektedir (Smith vd., 1995, Aksu vd., 1999, Kazancı vd, 1997.) Bu morfoloji detaylı batimetrik haritalarda kolaylıkla izlenmektedir (Şekil 4.2). anakkale boğazının gelişim modellerinde tektonizma kontrollü akarsu şekillendirilmesi tartışılmaktadır.

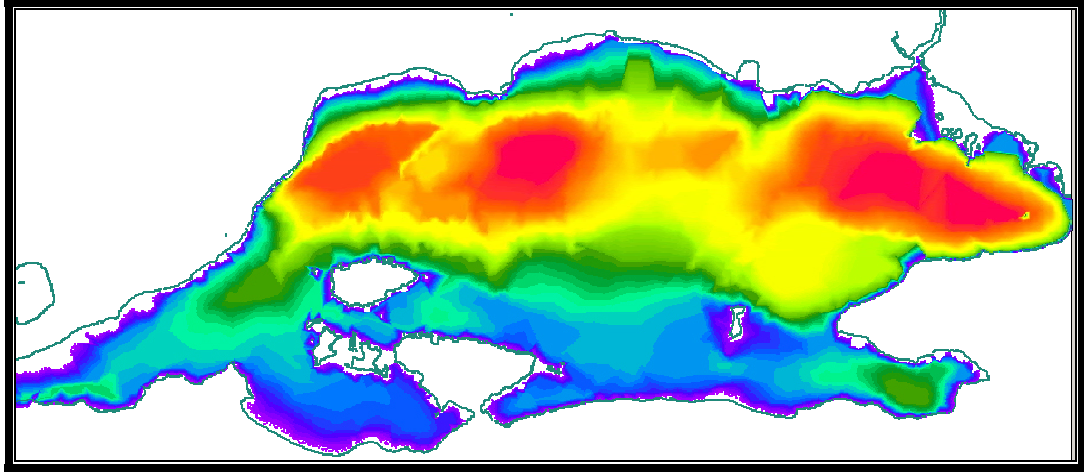


Şekil 0.1 İstanbul Boğazının batimetrik haritası

Marmara Denzinin Karadeniz ile bağlantısını sağlayan *İstanbul Boğazı*'nın uzunluğu 31 km, genişliği 0,7 km ile 3,5 km arasında değişmektedir, ortalama derinliği 50 m olup en derin noktası –108 m ile Bebek-Kandilli arasındadır. Bununla birlikte boğazın Karadeniz çıkışında –35 m'lik bir eşik deniz seviyesi değişimlerini kontrol etmektedir. Boğazın genel yönelimi KD-GB'ya doğru olsa da kendi içerisinde keskin dirseklerle yönünü birkaç kez değiştirmektedir (Şekil 4.1). İstanbul Boğazı'nın gelişim modellerinde (Göktaş vd., 1997, Demirbağ vd., 1999, Oktay vd., yayında) yaygın kanı boğazın, Pliyosen'den günümüze fay kontrolünde gelişmiş vadi ve çöküntü alanlarına yerleşen akarsuların değişen kaide seviyesine göre gençleşerek ve yataklarını derinleştirerek oluşturduğu önerilmektedir.

1.2 Şelf alanı

Marmara Denzinin asimetrisi en çok şelf alanlarında belirgindir. Güney Marmara şelfi büyük bir oranda sediman getirimine ve aktif tektonizmaya bağlı olarak, Kuzey Marmara Şelf alanına göre belirgin bir derecede geniş yayılıma sahiptir. Bu asimetrinin oluşmasında regresyon döneminlerinde güneydeki akarsuların önceki alüvyon yataklarını aşındırarak kıyı ilerisine doğru taşımalarının büyük payı vardır.



Şekil 0.2 Marmara Denzinin Batimetrisi (Aksu vd. , 1999 ve Ergin vd., 1997'den düzenlenerek üretilmiştir). Mavi: Şelf; Yeşil: Kıta Yamacı Sınırı; Sarı: Sırtlar; Kırmızı: Çukurlukları göstermektedir.

Güney Marmara şelfinin sınırı olan 100 m eş derinlik eğrisi (Smith vd., 1995) batıda Armutlu burnundan başlayıp, İmralı Adası-Marmara Adası önlerinden geçerek doğuda Çanakkale boğazının kanyon morfolojisi ile birleşerek sonlanır. Burada dikkat edilmesi

gereken bir husus da şelfin doğu kısmının batıya göre daha düşük bir eğimle havzaya bağlanıyor olmasıdır. Örneğin Marmara Adasının hemen önünde (2-5 km açıktaki) şelf alanı sonlanmakta ve yerini derin vadilerle yarılmış durumda olan kıta yamacına bırakmaktadır. Şelf içerisinde Gemlik ve Bandırma Körfezlerinde olmak üzere iki adet çöküntü alan bulunmaktadır. Bu alanlar da buzul çağlarında deniz seviyesindeki düşmelere bağlı olarak göl haline gelmişlerdir (Ergin vd., 1997, Aksu vd. 1999). Şelf üzerinde detaylı sismik yansıma ve sondaj çalışmaları yapılmıştır. Bu araştırmalarda şelf sedimanlarının kalınlıkları ve yayılımları korele ederek Marmara'nın kuvaternerdeki oşinografik, sedimantolojik, tektonik ve morfolojik evrimine ışık tutacak veriler elde edilmiştir (Smith vd., 1995, Ergin vd., 1997, Aksu vd., 1999, Çağatay vd., 2000).

Kuzey Marmara şelfi ise, doğuda Tuzla tombolosu açıklarında başlayarak Prens Adalarının (Yassıada ve Sivriada) önünden geçerek Marmara Ereğlisi'ne kadar simetrik bir yay çizer, yayın simetrisi şelfin Büyük Çekmece açıklarında denize doğru bir miktar ilerlemesiyle kesintiye uğrasa da, genişliği büyük oranda kıyı geometrisine bağlıdır. Tekirdağ açıklarında ise kıyıya tamamen paralel bir gidişle Ganos dağları girişinde sonlanır. Şelf Marmara çukurluklarına çok yüksek eğimle ve dik, dar ve derin vadi sistemleriyle bağlanır, bu durum şelfin dış noktalarında şelf üzerinde gözlenen çökellerin birikemeyerek türbidit akıntılarla çukurluklara boşalmasına yolaçmaktadır. (Smith vd., 1995, Aksu vd., 1999).

1.3 Çukurluklar

Marmara Denizi içerisinde birbirinden sırtlarla ayrılan 3 adet derin çukurluk bulunmaktadır. Kuzey Anadolu Fayının Marmara içerisindeki devamının oluşturduğu bu çukurluklar doğudan batıya doğru sırasıyla GD-KB yönlü (Armutlu Burnu-Prens Adaları) Çınarcık Çukurluğu (-1270 m), KD-GB yönlü (Marmara Ereğlisi) Orta Çukurluk (~-1273 m) ve Tekirdağ Çukurluğu (-1221 m) olarak isimlendirilmişlerdir. Bunların yanısıra Silivri açıklarında D-B uzanımlı ve elips şekilli bir çukurluk da (~-700 m) bulunmaktadır. Bu havzalar birbirlerinden tektonizma kontrolünde yükselmiş KD-GB yönlü denizaltı sırtlarıyla (~-600 m) ayrılmaktadır (Şekil 4.2.).

Marmara Denizi çukurlukları üzerine bugüne kadar sonuçları yayınlanmış en detaylı batimetri verileri Deniz Kuvvetleri Komutanlığı Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi

TCG Çubuklu-I gemisi ile Fransız Ifremer R.V. Le Suroit gemisinin yaptığı araştırmalarla üretilmiştir. Bu iki gemi tarafından üretilen verilerin yanısıra henüz yayınlanmamış olan diğer veriler de birleştğinde yakın gelecekte Marmara Denizi'nin son derece detaylı bir batimetrisi elde edilmiş olacaktır. Yakın zamanda üretilen bu batimetri haritaları Marmara Denizi içerisinde bugüne kadar bilinen çukurluk ve sırtların detay morfolojisine ilave olarak çok sayıda yeni yapının da ortaya çıkmasına neden olmuştur. Bu yapılardan başlıcaları bilhassa dik şevler önündeki heyelanlar, çukurlukları besleyen kanallar ve Marmara Denizi içerisine gömülmüş akarsu kanallarıdır. Bu dere yataklarından en belirgin olanı İmralı Adası batısından gelerek Çınarcık Çukurluğu'na uzanan akarsu yatağıdır. Yatağın gömük menderes tipinde olması dikkat çekicidir.

Çınarcık Çukurluğu İzmit Körfezi çıkışında Yalova açıklarından başlar, KB-GD doğrultusunda genişleyerek ilerler ve Küçük Çekmece açıklarında son bulur. Çukurun en derin yerini oluşturan Yalova açıklarındaki güncel sediman kalınlığı yaklaşık ~150 m civarındadır ve türbidit akıntılarla gelişmiştir. Bu kalın sedimanter istifinin kaynağının kuzey ve güney sınırlarında gelişen heyelanlar olduğu düşünülmektedir.

1.4 Adalar

Marmara Denizi'nin önemli bir unsuru da **Adalardır**. Bunlar kuzeyde yeralan Prens Adaları, Bakırköy açıklarındaki Yassı Ada, Hayırsız Ada ile güneyde yeralan Marmara Denizindeki en büyük ada olan ve denize adını veren Marmara Adası, Avşa, Paşalimanı ve İmralı Adası ile Ekinlik, Koyun, Mamalı, Hasır, Pala, Fener, Asmalı adacıklarıdır. Derinliği 80 metreyi aşmayan bir şelf üzerinde yeralan bu adaların tümü kayalık kıyılara sahiptir. Bu adaların yukarıda sözü edilen son deniz transgresyonu (Flandriyen) sonucunda bugünkü yapılarını kazandıkları kabul edilmektedir (Smith vd., 1995).

2 KARA ALANLARININ MORFOLOJİSİ

Kara alanlarında izlenen en önemli morfolojik elemanlar; Çatalca-Kocaeli pennepleni, Saros, Kapıdağ, Bandırma ve Armutlu yükselimleri ile İznik gölü, Gönen-Biga havzası ve Karacabey-Manyas depresyonudur.

Marmara'yı çevreleyen platonun yayılımı Kuzey Marmara'nın doğusunda İzmit kıyılarından batıya, Tekirdağ kıyılarına kadar kıyı gerisine de uzanacak şekilde kesintisiz olarak devam etmektedir. Çatalca-Kocaeli pennepleni olarak da adlandırılan bu kesim üzerinde yükseklikler 100-400m'ler arasında yayılım gösterir. Platonun İzmit Körfezi'nin kuzey kıyıları boyunca denize kavuşan vadileri boyunca taşınan alüvyal malzeme önemli bir birikim oluşturmazken, İstanbul Boğazı'nın batısında kalan ve Marmara Ereğlisi'ne kadar uzanan alanda geniş tabanlı vadilerde biriken alüvyonlar dar ve uzun ovalar oluşturmuşlardır (Sazlı, Ayamama ve Eski dereleri vadileri tabanları gibi).

2.1 Belirgin Yükselimler

2.1.1 Ganos-Koru Dağı yükselimi

Kuzey Marmara bölümünde bulunan bu yükselim yaygın plato morfolojisini kesintiye uğrattırırken aynı zamanda Kuzey-Güney Marmara arasındaki morfolojik olarak bir geçiş teşkil etmektedir. Yükselimin etkileri doğuda Ganos dağından (924 m) batıda Koru dağına kadar (575 m) kesintisiz olarak Çanakkale boğazı kuzey kıyılarında ve Saros Körfezi kıyılarında belirgin olarak şekillendiricidir (Şekil 4.3). Yükselimin iki yamacına doğru derin kazılmış vadiler bulunmakta ve vadilerce taşınan malzeme Çanakkale boğazının kuzey kıyılarında yer yer dar kıyı ovaları (Şarköy kıyıları) ve yer yer de dar akarsu vadilerinde kalın alüvyon birikmesine (Gelibolu-Eceabat) neden olmaktadır. Yükselim üzerinde egemen litoloji Miyosen yaşlı denizel sedimanlardır (MTA, 1964).



Şekil 0.3Gelibolu Yarımadası ile Ganos-Hisarlıdağ yükselimlerinin 3 boyutlu görünümü

2.1.2 Kapıdağ-Karadağ yükselimi

Güney Marmara bölgesinden izlenen diğer önemli morfolojik elemanlar doğudan batıya Kapıdağ (782 m) ve Bandırma-Karadağ (833 m) yükselimleridir. Bu elemanlar Sakarya tektoniği birliği içerisinde bölgede KAF aktivitesinin başlamasıyla yükselmişlerdir. Kapıdağ tombolusu güney Marmara kıyılarının çizgisel yapısını bozan en önemli morfolojik yapıdır. Geometrik olarak ters üçgene benzeyen yarımada kuzey ve güney batı köşelerinden faylarla sınırlanmıştır ve hızla yükselmektedir. Litolojik olarak Paleojen yaşlı granitoidler egemen olup, bu birimin arasından Erken Mesozoyik yaşlı Nilüfer birimine ait metamorfik kayalar D-B yönlü olarak izlenmektedir (Okay vd., 1996).

Yükselim günümüzde ana karaya Holosen sonunda doğu ve batı uçlardan ilerleyen iki kıyı okunun buluşmasıyla birleşmiştir. Bandırma-Karadağ yükselimi ise Permo-Triyas metamorfik birimlerden oluşmuş olup, güney yamacında Miyosen yaşlı yelpaze çökelleri bulunmaktadır (Şahbaz vd., 1998). Bu morfolojik ünite Kocasu deltası ile kesildikten sonra alçalarak belirginliğini kaybetse de doğuda benzer tektonik koşullara sahip Mudanya hattı ile morfolojik devamlılığı sağlanmış olur.

2.1.3 Armutlu Yarımadası

Armutlu yarımadası Marmara bölgesinin en yüksek kesimini oluşturur. İzmit Körfezi güneyinde, Armutlu-Geyve yükselimini oluşturan Samanlı dağlarını içerir. Bölgenin morfolojisi büyük ölçüde faylar tarafından kontrol edilmiştir. Yarımada'nın kuzey yamacında doğu kesimde Değirmendere-Saraylı arasında kuzeybatı-güneydoğu, Yuvacık ile Saraylı arasında ise doğu-batı uzanan faylar kuzeydeki Pliyosen çökelleri ile güneydeki Armutlu Yarımadası'nın Miyosen ve daha yaşlı kayalarını birbirinden ayırırlar. Bu faylar aynı zamanda bölgenin morfolojisindeki en belirgin unsurlar olup Samanlı dağlarının kuzey sınırını belirleyen çizgisel bir şev oluştururlar. Bu şevin kuzeyinde yeralan Pliyosen çökelleri yine faylarla denetlenen, ancak güneye oranla daha yayvan, basamaklı bir morfolojiye sahiptir. Yarımada'nın kuzey kesiminde ise Gölcük-Kavaklı alüvyal düzlüğüne ulaşılır. Armutlu Yarımadası'nın en belirgin morfolojik unsurlarından biri olan bu alüvyon düzlükleri yarımadadan kuzeye, İzmit Körfezi'ne akan derelerin taşıdığı malzemelerin oluşturduğu delta düzlükleri olarak gelişmişlerdir.



Şekil 0.4 Armutlu Yarımadasının 3 boyutlu görünümü (Landsat TM 7,4,1; RGB)

Yarımadanın orta ve batı kesimlerinde de doğudaki gibi basamaklı bir morfoloji dikkati çeker. En kuzeyde yeralan Hersek ve Laledere deltaları faylarla Neojen ve daha yaşlı birimlerden oluşan birimlerden ayrılırlar. Sahilden güneye doğru morfolojinin gelişimi büyük ölçüde faylarla kontrol edilmiştir. Samanlı dağlarında da Neojen ve daha yaşlı birimler KB-GD, ve KD-GB uzanımlı konjugat faylarla biçilmiştir. Bu aktif olmayan fayların etkileri bilhassa Geç Pliyosen morfolojisinde belirgindir (Şekil 4.4).

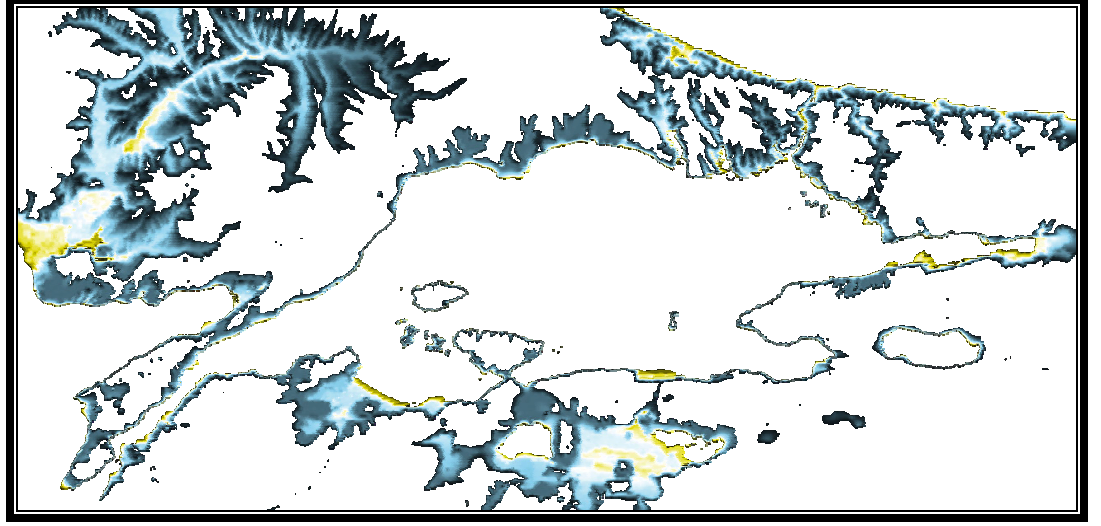
2.2 Belirgin depresyon alanları

Marmara Denizi çevresindeki kıyı düzlükleri ve belirgin depresyon alanlarının sayısı ve yayılımı oldukça sınırlıdır (Şekil 4.5). Bu kısımda belirgin depresyon alanlarının oluşumu ve morfolojik özelliklerinden bahsedilecektir.

2.2.1 Karacabey-Manyas depresyonu

Güney Marmara bölgesinin en belirgin çöküntü alanını oluşturan bu yapı Kuvaterner boyunca kuzeyde Bandırma ve Kapıdağ yükselimleri ile güneyden doğu-batı uzanımlı

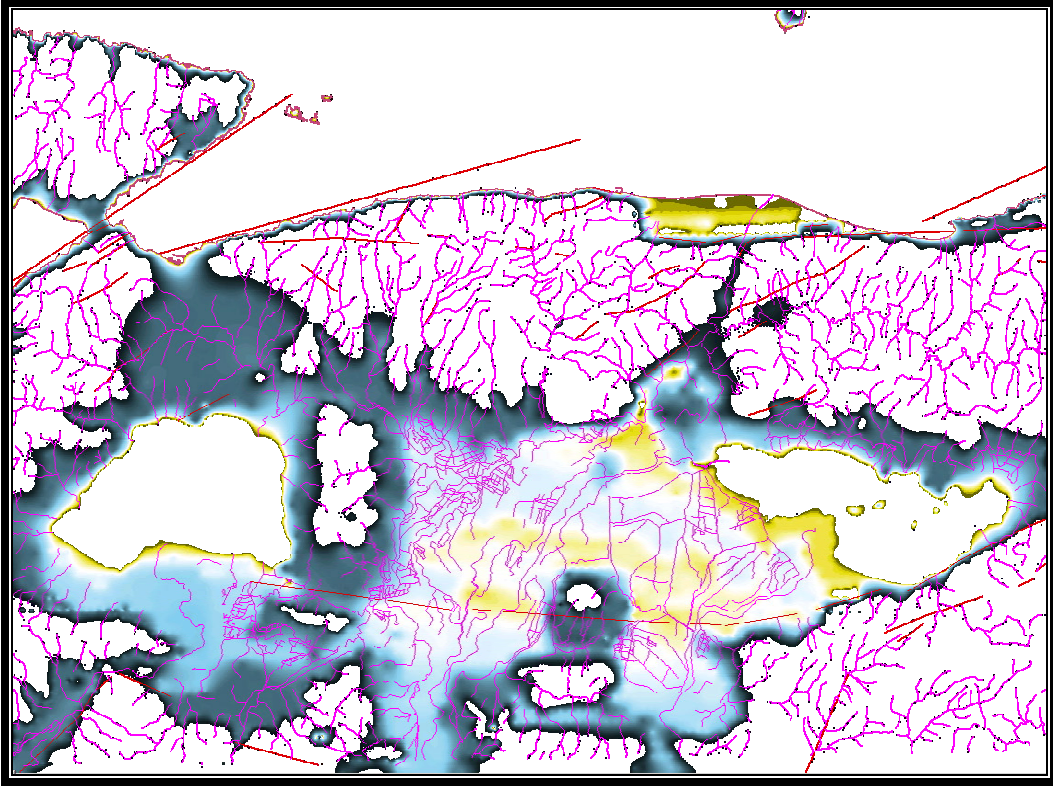
faylarla sınırladığı geniş bir alanda bulunmaktadır. Havza içerisinde Holosen'deki alüvyon boğulmasına bağlı olarak gelişen Ulubat ve Manyas gölleri bulunmaktadır. Bölge TÜBİTAK projeleri kapsamında detaylı bir şekilde incelenmiş olup, çalışmalar sonucunda sedimantolojisi ve morfo-tektonik evrimi aydınlatılmıştır (Kazancı vd., 1998).



Şekil 0.5 Marmara Denizi çevresinin kıyı ve kıyı gerisi havzaları. Sarı-Mavi renk tonları 0-50 m kontur aralığını ifade etmektedir.

Karacabey-Manyas depresyonun ilksel morfolojisi yapısal denetimli olup Erdek, Bandırma ve Gemlik Körfezini güneyden sınırlayan faylar boyunca meydana gelen rölyef terslenmesi ile belirlenmiştir. Bu dönemden günümüze olan gelişimi de drenaj sistemiyle paralel olarak gelişmiştir. Depresyondaki drenaj sistemi iki farklı gelişim evresine ayrılır: a) yapısal şekillenmeyi izleyen ilk dönemde dış drenaja kapalıdır b) Güney'e doğru akan eski bir vadinin KD-GB yönlü bir fay tarafından derinleştirilmesiyle Karacabey boğazı gelişmiş (Tireniyen, ~250 bin yıl/BP) ve havza Marmara'ya açılmıştır. Bu aşamadan sonra ise havza, deniz seviyesi değişimlerinden birebir etkilenmiştir. Örneğin havza içerisinde buzul arası dönemlerde günümüzde olduğu gibi depolanma koşulları egemen iken, buzul dönemlerinde deniz seviyesinin düşmesiyle beraber akarsular derine gömülmüş ve havza tortullarında ise aşınma süreçleri hakim olmuştur. Bu durum görece eski bir havza olan bu depresyondaki tortul kalınlığının düşük oluşunu da (max:~50 m) açıklar (Kazancı vd., 1998).

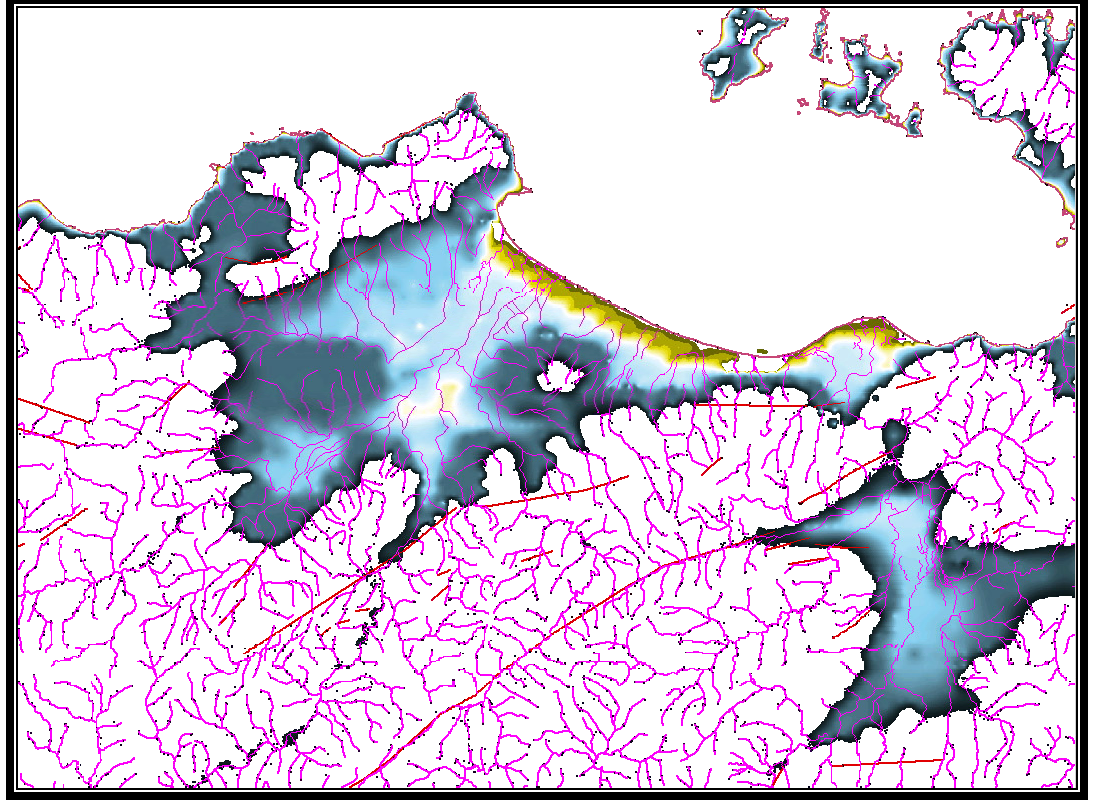
Havza içerisinde Kuvaterner öncesi tortullardan oluşan görece yüksek alanlar (>100 m) bulunmaktadır. Bunlardan Manyas Gölü'nü doğudan K-G yönlü olarak sınırlayan yükselim havzayı ikiye ayırır. Bu eşğin güneyinde Manyas Gölü'nü havzaya bağlayan ve Manyas fayı tarafından açılan Ergili Boğazı (Karadere) bulunmaktadır. Benzer bir morfolojik eşik de Ulubat fayı tarafından biçilen D-B doğrultulu Güllüce boğazıdır. Günümüzde bu boğaz üzerine yerleşmiş bir akarsu bulunmamaktadır. Bununla birlikte boğazın güncel havza tabanından 17 m yüksekte olmasına rağmen tortul kalınlığının 44 m olması günümüzde Ulubat gölüne boşalan M. Kemalpaşa çayının Holosen başlarında uzun süre bu vadi boyunca batıya akışına yorumlanmıştır (Kazancı vd., 1998; Emre vd., 1998). Bunun sonucunda Ulubat gölü, M. Kemalpaşa çayının getirdiği alüvyon yığılmasına bağlı olarak Geç Holosen'de bölgeye yerleşmiştir (Kazancı vd., 1998).



Şekil 0.6 Karacabey-Manyas Depresyonu yükseklik ve drenaj haritası. Sarı-mavi tonlar 0-50 m. arası yükseklik değerlerini göstermektedir.

Karacabey-Manyas depresyonu topoğrafik olarak düşük kotlu ancak morfolojik olarak havzaya göre görece yüksek iki eşik ile kuzeyde Bandırma Körfezinden, batıda ise

Gönen çayı drenaj alanından ayrılır. Havzanın batısındaki Ulubat gölünü çevreleyen Jura yaşlı mikritik kireçtaşları dışında havza Neojen karasal birimleri ile çevrilmiş durumdadır.



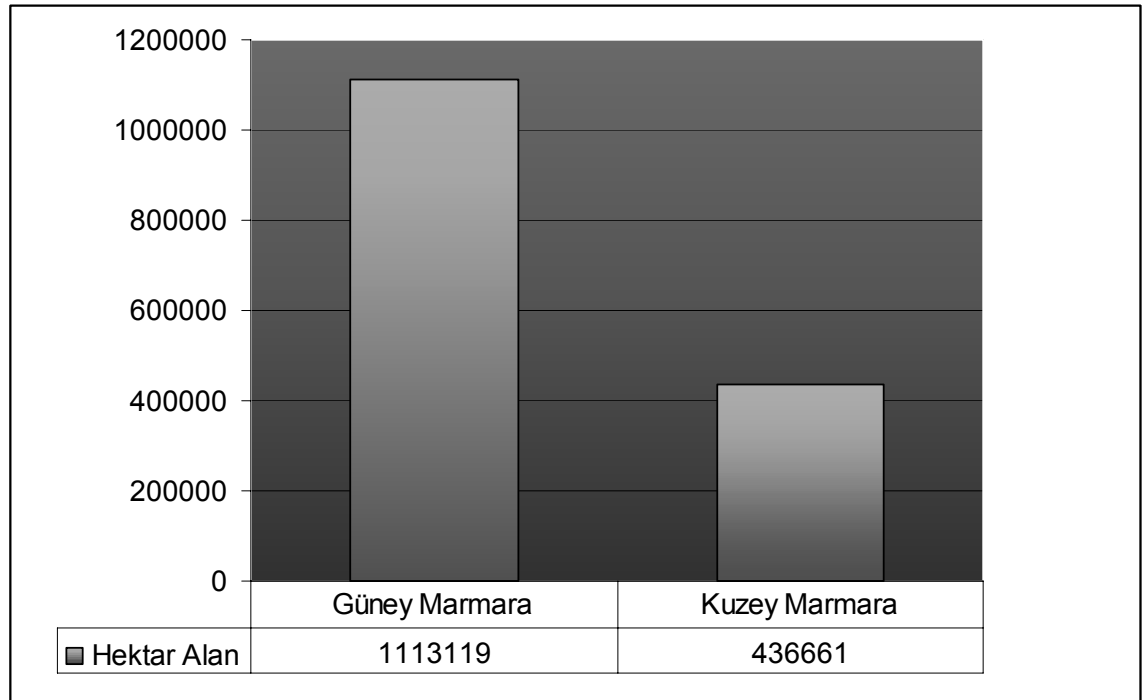
Şekil 0.7 Biga ve Gönen Ovasının drenaj ve yükseklik haritası Sarı-mavi tonlar 0-50 m. arası yükseklik değerlerini göstermektedir.

Güney Marmara’da yer alan ikinci bir depolanma alanı da Karabiga yarımadası ve Gönen deltası arasında kalan ve kıyı içine doğru çok düşük bir eğimle yaklaşık 15 km sokulan Biga ve Gönen çayları alüvyal ovasıdır. Bu ovanın düşük eğimi deniz seviyesi değişikliklerine çok duyarlı olmasına neden olmaktadır. Orta Holosen’de gerçekleşmiş olduğu düşünülen +5 m’lik seviye değişiminde deniz, kıyı gerisine bu alandan yaklaşık olarak 15 km ilerlemiştir (Kazancı vd. 1998). Ovanın denizle olan sınırı aynı zamanda Marmara Denizi kıyılarının en uzun depolanmalı kıyı alanını oluşturur. Gönen çayının ağzında belirgin bir delta oluşumu vardır. Kıyı gerisinde ise şimdilerde yapay olarak kurutulmuş olan Ece gölü (bataklığı) bulunmaktadır. Ova alanı güneyden faylarla sınırlanmaktadır ve gerisinde yerini plato sistemine terketmektedir.

2.2.2 Trakya Havzası

Trakya Yarımadası'nın iç kesimlerini kaplayan **Trakya Havzası** Marmara Denizi'nin kuzey kıyısında çoğu kesimde yükseltilmiş bir yapı arzeder (Şekil 4.5). Yukarıda tanıtıldığı gibi kıyı boyunca yer yer görülen taraçalar bu kıyının yükseltilmiş olduğunun açık delilleridir. Yakın zamanda Okay ve Okay (1998 ve 2000) bu yükselme öncesinde Ergene nehrinin de Marmara Denizi içerisine akaçlanarak bu denizin içerisindeki Tekirdağ çukurluğunu dolduran çökelleri taşıdığını, ancak havza güney kenarının yükselmesi sonucunda bu nehrin Enez nehri vasıtasıyla Ege Denizi'ne akmaya başladığını ileri sürmüşlerdir.

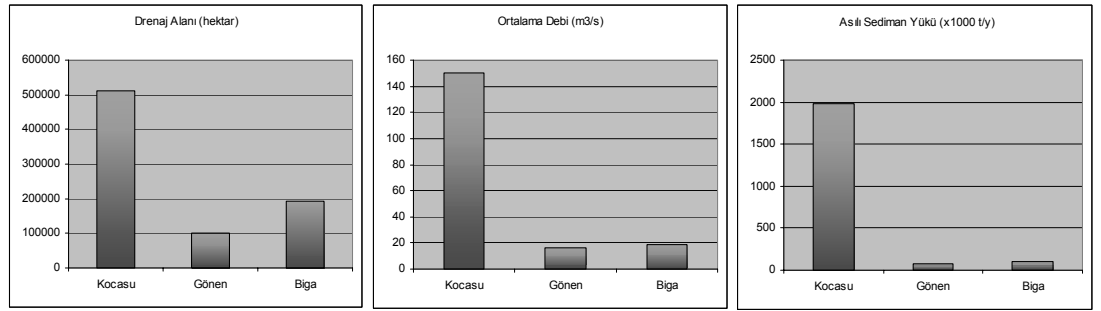
3 MARMARA DENİZİNE AKAN AKARSULAR VE SU TOPLAMA ALANLARI İLE SEDİMAN KAYNAKLARI



Şekil 0.8 Güney ve Kuzey Marmara drenajının hektar cinsinden alanını gösteren histogram

Marmara Denizine boğazlar yardımıyla Karadeniz ve Ege Denizinden gelen sınırlı miktardaki askı materyal dışında deniz kıyılarına ve içerisine ulaşan sedimanın

ana kaynağı kıyı ve kıyı gerisi vadi ve akarsu sistemleridir. Marmara Denizi çevresi Türkiye ortalamasının üzerinde yağış alan, dolayısıyla erozyonun yüksek olduğu; özellikle de yağışlı dönemlerde vadi ve akarsuların bol miktarda kırıntılı malzeme taşıyabildiği bir bölgedir. Bu duruma karşın kıyı gerisindeki aktif tektonizma kontrolündeki parçalı morfoloji geniş yayımlı drenaj alanlarının oluşmasına engel olmaktadır. Bu durum Marmara kıyılarının sediman kaynakları açısından sınıflandırılması gerektiğinde fazla sayıda bölgeye ayrılması zorunluluğu getirmektedir. Bu drenaj alanlarının büyük kısmını aynı akış yönüne sahip, tektonizma kontrolündeki vadi sistemleri oluşturmaktadır. Vadi sistemleri parçalı bir durumda yer alan yüksek kıyı alanlarının gerisinde yer almaktadır. Bunun yanısıra genel bir sınıflamayla güney Marmara drenaj alanlarının toplamı kuzey Marmara'nın drenaj alanından 6 kat fazladır. Bu fazlalığın büyük bir kısmı Kocasu ve Gönen çaylarının drenaj alanlarından kaynaklanmaktadır (Şekil 4.9 ve 4.10). Marmara kıyılarına ulaşan en önemli akarsular olan Kocasu ve Gönen çayları aynı zamanda kıyılarıdaki en belirgin deltaları da oluştururlar (Smith vd., 1995, Kazancı vd., 1998). Ancak kuzeye dalımlı ve D-B doğrultulu fay sistemi ile çevresinden morfolojik bir diskordansla ayrılan Ulubat-Manyas depresyonu ve içerisindeki alüvyon sed gölü karakterli (Kazancı vd., 1997) göller Kocasu tarafından taşınan kaba kırıntılı malzemenin çoğunu kapanlamaktadır (Smith vd. 1995 Kazancı vd.1998). Bunun sonucu olarak Kocasu deltasının alanı da oldukça düşük olmuştur (Şekil 4.6).



Şekil 0.9 Kocasu, Gönen ve Biga Çaylarının özellikleri (Aksu vd., 1999, EIE verilerine dayanarak)

Güney Marmara'nın en büyük akarsuyu olan Kocasu drenaj sisteminin alanı 27600 km² olup birçok akarsuyun birleşiminden oluşur. Başlıca kolları Simav Çayı,

Orhaneli Çayı, Kocaçay ve Nilüfer Çayıdır. Güney Marmara'nın GD kesimini akaçlayan Orhaneli Çayı sularını Ulubat; batı kesimini akaçlayan Kocaçay ise sularının Manyas gölüne boşalttıktan sonra göllerin boşaltım sisteminini oluşturan küçük akarsular Simav çayı ile birleşerek Kocasu adını alırlar ve kuzeyde Karacabey boğazı girişinde Nilüfer çayı ile birleşerek drenaj sistemini tamamlarlar (Kazancı vd., 1997). Akarsu Marmara kıyılarında belirgin bir delta oluşturmaktadır. Marmara Denizinin detaylı batimetri haritalarında İmralı adası batısında görülen gömülmüş akarsu morfolojisi (Aksu vd, 1999, Le Pichon, 2001) Kocasu nehri ve deltasının devamının buzul dönemlerinde (Smith vd.1995, Aksu vd 1999) Çınarcık çukurluğuna kadar ulaşması olarak yorumlanabilir.

Akarsu	Drenaj Alanı (hektar)	Ortalama Debi (m ³ /s)	Asılı Sediman Yüğü (x1000 t/y)
Kocasu	509938	150,6	1986
Gönen	100490	16	78
Biga	191571	18,6	97

Tablo 0.1 EIE Verilerine dayanarak güney Marmara akarsularının özellikleri (Aksu vd., 1999)

Kuzey kıyılarda ise en belirgin drenaj alanı fay kontrollü vadiler içerisine yerleşmiş olan Büyük ve Küçük Çekmece göllerine dökülen ~100.000 hektar alanlık Sazlı ve Hamzalı dereleridir.

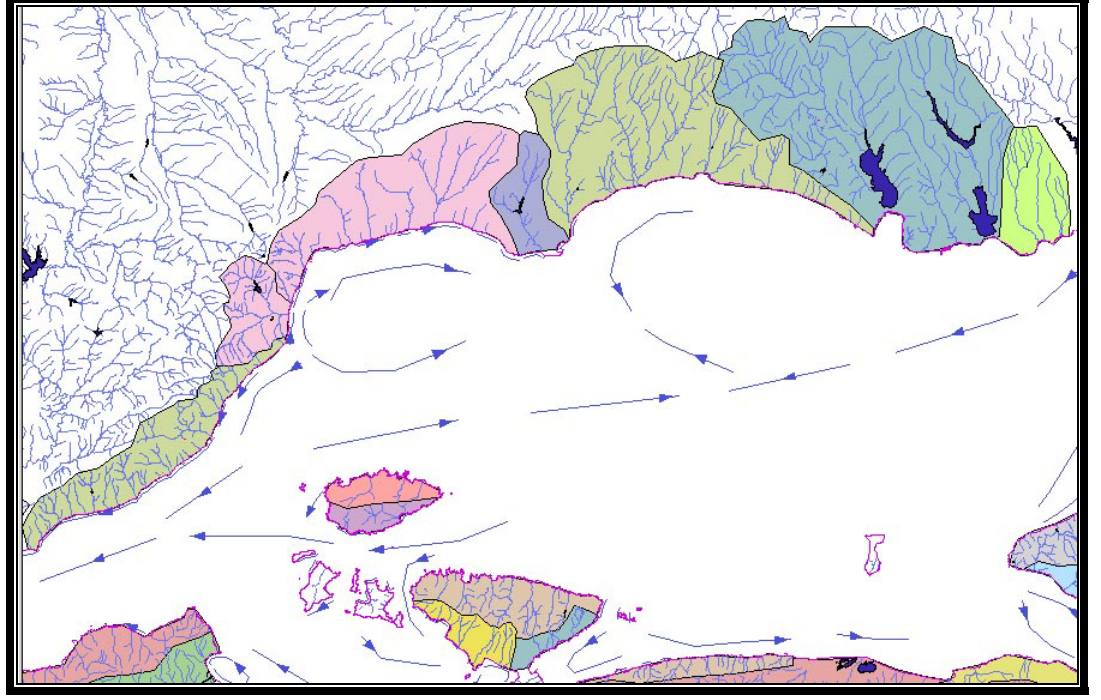
Marmara Denizi dip sedimanları üzerine yapılan çalışmalarda, Evans vd. (1989) sediman çökme hızını ²¹⁰Pb aktivasyonu yöntemi ile a) Çınarcık çukurluğunda:18-100 cm/binyıl; b) Şelf üzerinde: 40 cm/binyıl c) Sırtlarda:10 cm/binyıl olarak hesaplamıştır. Daha detaylı bir ayırtlandırmayla Çağatay vd. (2000) ünite 1 olarak ayırdıkları Holosen çamurlu çökellerinde AMS ile yaşlandırma; kalınlık ile yaşı korele ederek de çökme hızını bulmuşlardır. Buna göre güney şelf alanının sedimantasyon hızı (52-18 cm/binyıl) olarak değişmekte, bu hız kuzey şelfte 10 cm/binyıl'dır. Armutlu burnunun yakınındaki -400 m denizaltı platosunda sedimantasyon hızı 13 cm/binyıl'dır. Çukurluklardaki değişken sediman kalınlıklarının kütle hareketlerine bağlı olduğu düşünülmektedir.

Marmara Denizine sediman getiren kaynakların düzensiz oluşu kıyı elemanlarına da yansımaktadır. Örneğin güney Marmara şelf alanının kuzeye oranla geniş olmasının nedeni tektonik aktivitenin yanısıra güneyden taşınan sedimanın daha çok olmasıdır.

Kıyı boyuna gelişen dalga kontrollü ve/veya genel akıntı sisteminin ürettiği akıntılar kıyılara ulaşan sedimanları akıntı yönüne doğru taşımakta ve akıntının kesildiği yerlere depolamaktadır.

Çanakkale boğazının kuzey kıyılarından Ganos masifinin başlangıcına kadar izlenen kıyı çizgisinde belirgin bir drenaj alanı gözükmemektedir. Ancak tektonik olarak hızla yükselen bu bölgede Miyosen yaşlı kırıntılı kayalar içerisinde açılan derin vadiler, bolca aşındırdıkları malzemeyi kıyıya getirirler. Ancak drenaj alanlarının dar (27400 ha), vadi sistemlerinin devamsız ve dağınık oluşu nedeniyle kıyıda vadi ağızlarındaki dar birikintiler dışında belirgin bir depolanma izlenmemektedir. Bunun yanısıra Çanakkale sualtı vadisinin güney kıyıları takip etmesi ve Şarköy'den batıya doğru -50 m kıyı platformunun genişlemesinin (Smith vd., 1995) nedeni bol kırıntılı malzeme kaynağıdır. Bu koşullarla boğazın karmaşık akıntı sistemi birleştiğinde kıyı önünde kırıntılı depoları gelişmektedir. Bu oluşuklar çalışmanın diğer bölümlerinde tartışılmıştır.

Tekirdağ, Marmara Ereğlisi ve Silivri arasındaki kıyı bölgesinin fizyolojisinde devamlı bir monotonluk ile ölü falezler ve dar plajlar ile karakterize edilebilir. Bölgenin su toplama alanı üç parçalı olarak ele alınmıştır. Bu alanlar doğuya doğru genişleme eğilimindedir ve genellikle Neojen yaşlı kırıntılı kayalar içerisinde aktığından bol kırıntılı sediman taşımakta ancak taşınan sediman kıyı boyuna akıntılarla taşınıp dağıtılmakta şelf üzerine yerleşen malzeme iste kıta yamacı içerisindeki vadilerden yoğunluk akıntılarıyla çanaklara taşınmaktadır. Uydu görüntülerinde özellikle Tekirdağ yayı önünde yoğun bir miktarda asılı sediman birikimi gözlenmektedir.



Şekil 0.10 Marmara Denizi kuzey kıyılarının su toplama alanları ve akıntı yönleri

Tektonik çukurluklara yerleşen Çekmece Gölleri Kuzey Marmaranın önemli girintisini oluşturmaktadır, alanın sediman kaynağı oluşturan drenaj alanı Sazlı ve Hamza dereleridir. Bu iki derenin toplam drenaj alanı Kuzey Marmara kıyılarındaki en geniş yayılımla 110000 hektar alandır. Ancak bu alandan gelen sedimanlar büyük oranda göller tarafından kapanlanmaktadır (Şekil 4.10)

MARMARA DENİZİ KIYILARININ ÖZELLİKLERİ

Bu kısımda Marmara Denizi kıyılarının özellikleri çeşitli açılardan yansıtılmaya çalışılacaktır. İlk bölümde deniz çevresi kıyı alanlarına ayrılarak her bir alanın morfolojik özellikleri, ikinci bölümde de detaylı sınıflamadan çıkan istatistiksel sonuçlar sunulmuştur.

Marmara Denizi çok farklı dinamiklerin kıyının şekillenmesine katkıda bulunduğu bir denizdir. Bu faktörlerin kimi zaman birlikte çalışması, kimi zaman da birbirlerinin etkilerini olumsuz yönde etkilemesinin sonucu olarak Marmara Denizi'nde oldukça değişken, ancak kendi içerisinde ana parçalara ayrılabilir nitelikte kıyı morfolojisi gelişmiştir.

1 KIYILARIN MORFOLOJİK SINIFLAMASI

Kıyıların morfolojik sınıflamasında genelden özele doğru seviyeli bir sınıflama tercih edilmektedir. Kimi zaman özel koşullara göre şekillenen bu sınıflandırma yönteminin en üst seviyesini aşınmalı kıyı ve depolanmalı kıyı sınıfları oluşturmaktadır. Bu sınıfların morfolojik karşılıkları ise **Falezli ve Kayalık Kıyılar** ile **Kıyı Düzlükleri**'dir. Bunların yanısıra özellikle Marmara Denizi kıyıları gibi yoğun bir nüfusu içerisinde barındıran alanlar için de **Düzenlenmiş Kıyı** sınıfı eklenmektedir. Bu sınıfa giren kıyı alanları liman, dalgakıran, kordon, kıyı dolguları vb. mühendislik yapıları kullanılarak doğal süreçlerin etkisinden uzaklaştırılmış kıyı alanlarını ifade eder.

1.1 Falezli ve kayalık kıyılar

Genellikle rüzgar, dalga ve yağmur aşındırmasına dayanıklı kaya topluluklarından oluşmuş, yüksek kıyı gerisine sahip alanlarda görülürler. Yerel kayadan aşındırılan az miktardaki kaba klastik malzeme de ciddi bir rüzgar ve dalga etkisi altında kalan bu kıyılardan kıyı boyuna akıntılar ile uzaklara taşınır. Ancak içlerinde yer yer

vadi ağızlarındaki cep plajları, çakıllı dar yayımlı plajlar gibi mobil sedimanter sistemler görülebilir. Marmara kıyılarında Kapıdağ Yarımadası Armutlu ve Karabiga Yarımadası'nın kuzey, Kocaeli Yarımadası'nın güney kısımları, Bandırma yükselimi, ve İstanbul Boğazı bu tür kıyılara uygun örnek teşkil etmektedirler.

1.2 Kıyı düzlükleri

Öncelikli olarak aşınmaya dayanımsız, orta ve alçak kıyılar ve deltalar ile ifade olunurlar. Kıyı habitatı olarak (yumuşak kaya falezleri dahil olmak üzere) kıyı ve kıyı gerisi kumulları, çamur düzlükleri, bataklıklar, ıslak alanlar ve lagünler ile karakterize edilirler. Hakim olan sedimanter süreçler aşınma alanlarından kıyı boyuna akıntılarla taşınan malzeme ile birlikte, akarsuların drenaj alanlarından gelen ciddi miktardaki klastik sedimanların birleşmesi ile delta ilerlemesi görülür. Bunun yanı sıra alçak kıyılar dalga şekillendirmesine dayanım göstermedikleri için özellikle hakim rüzgar yönüne göre oluşan dalgaların yönlerine göre şekillenirler. Bu nedenle yıl boyunca şiddetli G, GB (kible ve lodos) fırtınalarına maruz kalan Kuzey Marmara kıyılarında koylar genelde GB, burunlar ise GD'ya doğru yönelmiştir. Marmara örneğinde Güney Marmara deltaları (Kocasu, Gönen, Hersek) ve Küçük Çekmece gölünden Ganos dağına kadar Trakya kıyıları ile Çanakkale boğazı güneyi bu tip kıyılara örnektir.

1.3 Düzenlenmiş kıyılar

Bu sınıfa giren kıyı alanları artık doğa dinamiklerinin kontrolünden çıkmış, gelişimi ve/veya aşınması durmuş olarak kabul edilen kıyı tipidir. Sınıflandırmada genelde ilksel morfolojisi gözardı edilmektedir. Liman, dalgakıran, kordon, kıyı dolguları vb. mühendislik yapıları insanlar için yaşam alanlarını genişletmeye çalışırken mevcut morfolojiyi değiştirerek düzenlenmemiş kıyılardaki doğal sedimanter süreçlere de zarar vermektedirler. Marmara kıyıları yoğun ve genelde bilinçsizce inşa edilen mühendislik yapıları nedeniyle doğal kıyı güzelliklerinin büyük bir kısmından mahrum bırakılmıştır. Türkiye'nin en endüstrileşmiş bölgesi olan Marmara Denizi kıyılarında İstanbul Boğazı ve yakın çevresinin tamamına yakını; İzmit Körfezi 'nin de büyük bir kısmı (İzmit-Yarımca hattı) düzenlenmiş kıyılar sınıfına girmektedir.

Marmara Denizi kıyı gerisi ve kıyılarının morfolojisi birtakım uyumsuzluklar göstermektedir. Buna en belirgin örnek KB Trakya kıyılarının dayanımsız litolojilerini sürekli aşındıran şiddetli ve devamlı rüzgar dalgalarına rağmen bazı noktalarda orta-yüksek kıyılar teşkil etmeleridir. Bu uyumsuzluğun nedeni tüm şiddetiyle Marmara Denizi'ni ve kıyılarını şekillendirmeye devam eden güncel tektonizmadır. Bu ve benzeri alanlarda önceki satırlarda bahsedilen jeodinamik süreçlerin çatışması yaşanmaktadır.

2 MARMARA DENİZİ KIYI BÖLGELERİNİN FİZYOGRAFİSİ VE MORFOLOJİSİ

Bu kısımda bu çalışmanın esasını oluşturan, Marmara Denizi kıyılarının hedeflenen ölçekte ve detayda sınıflandırılmasının sonuçları bölgelere ayrılmış halde özetlenecek ve her bir alt başlık altında bölge kıyılarının çevre koşullar ile etkileşimi tartışılacaktır. Bölge ayırımında yerleşim yerleri coğrafi aralığı belirtmekte kullanılmıştır ve isimlendirmede ise bölgenin coğrafi adı seçilmiştir. Ancak Marmara kıyılarında önemli morfolojik elemanlar kıyı tipini büyük ölçüde şekillendirdiği için bölümlerin oluşmasında ön planda yer almışlardır. Buna göre Marmara Denizi kıyılarını 14 ana bölgede gruplamak mümkündür.

2.1 Çanakkale boğazı güney kıyıları

Bu bölgede çalışmanın güney sınırını oluşturan Çanakkale yerleşimi ile Bayramdere deltasına kadar olan kıyının özellikleri anlatılacaktır.

Çanakkale boğazı güney kıyılarında dalga ve akıntı etkenleri egemendir. Düşük dayanımlı Neojen ve Kuvaterner yaşlı kırıntılı sedimanter birimlerin (Gazhanedere, Kirazlı Fm ve Marmara Fm. Yaltırak vd., 1999) kıyı alanlarında mostra verdiği yerlerde alçak falezler ve drenajın toplandığı yerlerde görülen bütünleşik Holosen alüvyonları ile ifade olunan plajlı (depolanmalı) kıyı alanları dalga aşındırmasına uğramakta ve aşınan malzeme kıyı boyuna akıntılarla Ege Denizi yönüne taşınmaktadırlar. Akıntının dönümler yaparak kesildiği alanlarda sınırlı yayımlı depolanma gerçekleşmektedir. Bununla beraber falez önlerinde sık yayımlı çakıl depoları bulunmaktadır. Çanakkale

Çanakkale boğazının normal KD-GB gidişini kabaca K-G olarak değiştirerek dirsek yaptığı alana karşılık gelir. Kıyılar aşınmalı kıyı özelliğinde olup alçak bir falez önünde dar ve çakıllı bir plaj oluşturmaktadır. Bu kıyı tipi karakteristik olup Çanakkale kıyılarında yer yer gözlenmektedir. Kuzeye doğru kıyıya ulaşan akarsuların sayısında artış olmaktadır (~12 adet). Akarsuların taşıdığı çökeller uygun kıyı gerisi morfolojisi nedeniyle Lapseki'ye kadar uzun bir depolanmalı kıyı alanı oluşturmaktadır. Umurbey deltası bu drenaj sisteminde oluşan tek delta özelliğindedir ve akıntıya rağmen belirgin bir şekilde boğaza doğru ilerleyebilmiştir (~3 km) ve kıyıdaki uzunluğu ~5 km'dir. Delta ağzında kış aylarında çalkantılı deniz koşullarında akarsu yatağının genişletilmesiyle oluşmuş akıntıya paralel sulak alanlar (~20 ha) bulunmaktadır. Boğazın diğer yakasında litolojik benzerliğe rağmen bu manzaranın tersinin izlenmesi dikkat çekicidir (Şekil 5.1). Bunun nedeni Gelibolu yarımadasında daha şiddetli olan tektonizmanın morfolojiyi yükseltmesidir (0.3 mm/yıl, Yaltırak vd. 2002).

Çanakkale kıyılarındaki en belirgin kıyı morfolojisi elemanı *Çardak kıyı oku*'dur. Bayramdere'nin getirdiği kırıntılı malzemenin akıntı ile taşınıp çardak önündeki kıyı platformunda depolanmasıyla oluşan kıyı dili, yaklaşık 3.5 km uzunluğundadır ve geniş bir lagün alanı oluşturmaktadır (Erkmen, 2000). Gelibolu kıyılarında da gözlenen bu tür yapılar boğazın yakın kıyı bölgelerinde bulunan basamaklı denizaltı morfolojisinin (kıyı platformunun) bir sonucudur. Ayrıca boğaz boyunca taşınan sedimanın miktarı hakkında da bir fikir verir (Şekil 5.1).

Çanakkale çizgisel kıyıların yönelimi KD-GB'dır. Özellikle Lapseki ile Kemiklialan arasında depolanmalı bir çizgisel kıyı ve kıyıya dik akarsular yapısal uyum göstermektedir. Aynı çizgisel yapı Gelibolu kıyısında da bu sefer falezli kıyı tipinde gözlenmektedir.

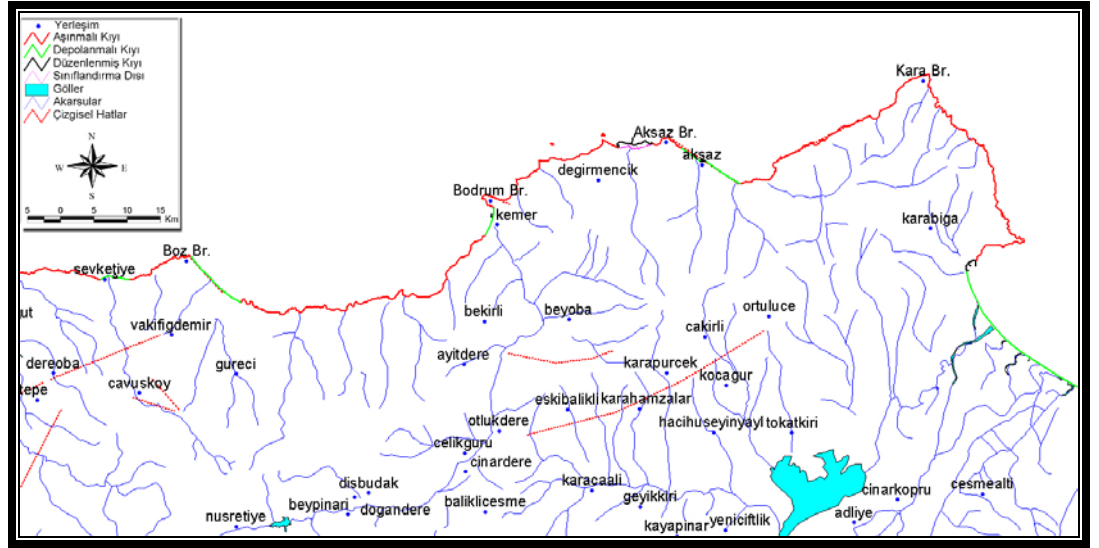
2.2 Karabiga yüksek kıyıları

Bu alan güneyde Şevketiye'den başlayıp (aynı zamanda Çanakkale Neojeni sınırı) kabaca KD gidişle Karabiga burnuna kadar devam eder. Kıyı gerisi litolojisi geniş bir alan boyunca devam eden Paleozoyik yaşlı metamorfikler (gnays, mikaşist, kalkışist, kuvarsit) ve Paleojen yaşlı asidik intrüsfiler (Karabiga yarımadası) ile ifade olur (MTA, 1964). Bölgenin akaçlama alanı çok dar dolayısıyla da sediman kaynakları sınırlıdır,

drenajın çoğunu genelde KKD-GGB yönelimli vadi sistemleri yer yer de kıyı gerisine doğru akaçlanmış akarsular oluşturmaktadır (Kemer deresi). Bunun dışında Çanakkale boğazında doğru görülen şiddetli akıntı sistemi ve KD (poyraz) rüzgarların oluşturduğu şiddetli dalgalar nedeniyle yüksek aşınımlı kıyı tipi egemendir (Şekil 5.2).

Karabiga alanında falezler arasında vadi ağzlarında gelişmiş cep plajları sıkça olarak izlenmektedir. Bölgede en belirgin depolanmalı kıyı Kemer deresinin denize döküldüğü yerdedir (~1,8 km) ve kuzeyinde denize sokulmuş bir burunla kıyı akıntılarının etkisinden az da olsa kurtulmaktadır. Bunun yanı sıra Vakıfıdemir köyü yakınlarında KB-GD gidişli çizgisel karakterli bir boyuna plaj da (~3 km) bölgenin önemli bir kıyı elemanıdır.

Bunun yanı sıra kıyı fizyografisinde izlenen iki adet C şekilli koy (Bodrum Br.-Kemer Br.; Aksaz Br.-Kara Br.) dikkat çekicidir. Güneysu (1998), bu koyları batimetri ile korele ederek eski dönemlere ait karasal oluşumlar olarak nitelemiştir.



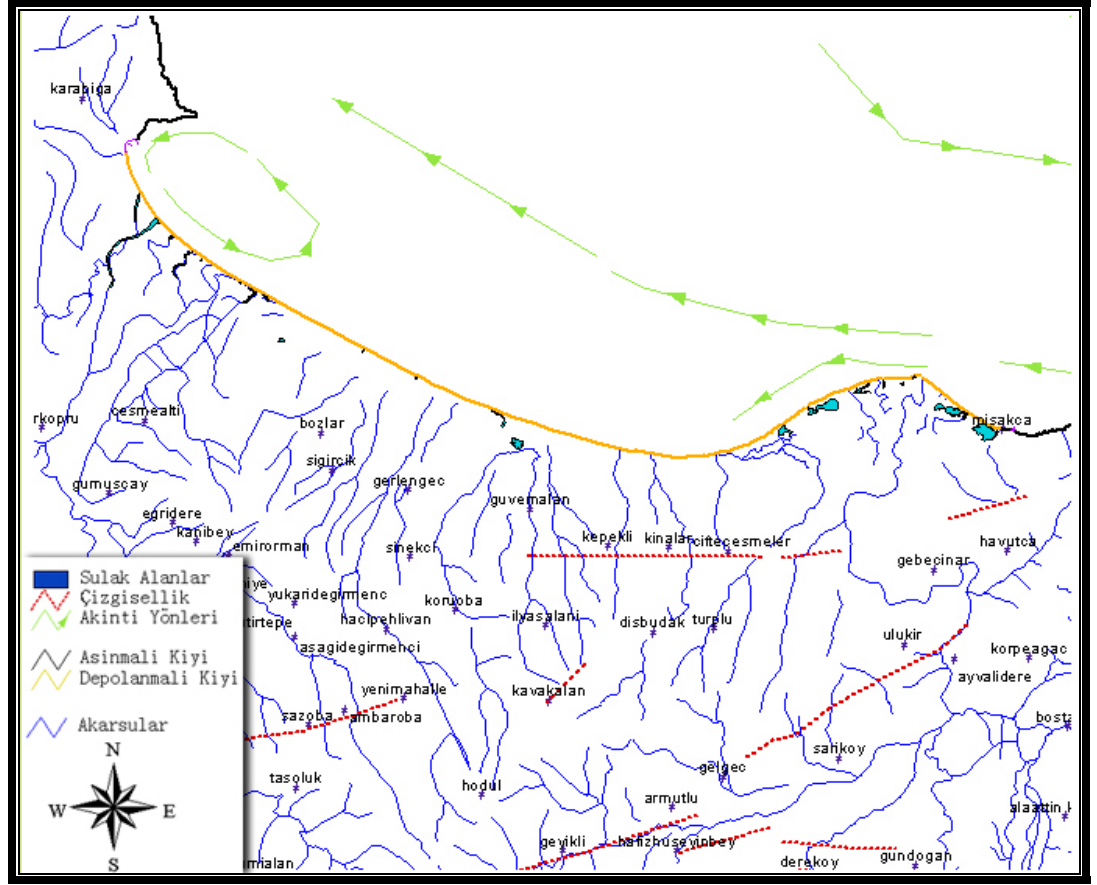
Şekil 0.2 Karabiga Yarımadası kıyılarının fizyografisi

Bölgede en belirgin kıyı değişimi antropojeniktir. Aksaz burnunun doğusundaki depolanmalı kıyı şeridinde yapılan kıyı dolgusu ve liman inşaatı ile ~2 km'lik bir kıyı şeridi düzenlenmiştir.

2.3 Biga ve Gönen Deltası

Bu bölge Karabiga Burnundan Misakça'ya kadar Biga ve Gönen ovası önünde gelişmiş kesintisiz depolanmalı ve boyuna plajlı kıyı alanıdır (~35 km). Kıyı boyunca denize ulaşan birçok akarsu ve kanal olmasının yanısıra bölgenin ana sediman kaynağı Biga ve Gönen çaylarıdır. Kıyı boyunca akıntı yönü D-B olup, Gönen çayının tortullarını batıya doğru taşımaktadır. Bu tortul taşınımının sonucu olarak kıyı önünde geniş bir kıyı platformu gelişmiştir.

Biga-Göner ovalarının kıyı şeridi Marmara Denizinin kıyı habitatı olarak en zengin bölgesidir. Yakın kıyıda ve kıyı gerisinde bol miktarda akıntıya paralel gelişmiş sulak alan (wetland), sığ bataklık ve önü plaj tortullarıyla sedlenmiş kanallar bulunmaktadır (Şekil 5.3). Kıyıda ~10 km mesafede bulunan ve şimdilerde kurutulmuş bir bataklık olan Ece gölü de bölgenin önemli bir morfolojik elemanıdır. Kıyı şeridinin ortasına kıyı gerisine doğru ilerleyen kumulları da izlenmektedir. Bu oluşumun tek lokalitede izleniyor olmasının nedeni kıyı boyunca tortul taşınımının egemen olduğu bu alanda plaj sedimanlarının tane boylarında düşme ve boylanmada iyileşme olduğu sonucu çıkarılabilir.



Şekil 0.3 Biga-Gönen Deltası arasındaki kıyı şeridinin fizyografisi

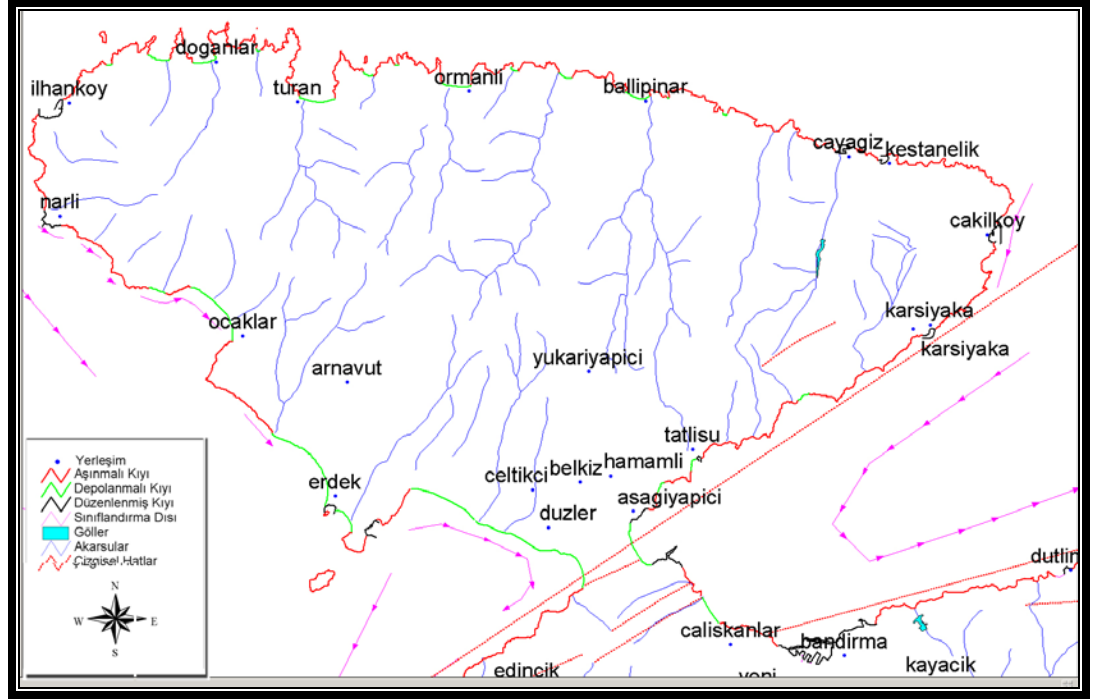
Bölgedeki kıyı gerisi eğimi çok düşüktür bu nedenle mevsimsel ve geniş frekanslı deniz seviyesi değişimlerine karşı çok duyarlıdır. Bölge özellikle kış aylarında KD yönlü şiddetli rüzgarlara çokça maruz kalmakla beraber (%60) bu bölgede dalga oluşturan rüzgar etki mesafesinin (fetch length) düşük oluşu (~18 km) yüksek dalgaların ve akabinde kıyıyı hızlıca şekillendirecek akıntıların oluşmasını engellemektedir. Ancak akıntıların genel yönelimi dalga kaynaklı olduklarını işaret eder. Marmara Denizinin gelgit aralığı ve mevsimsel seviye değişimleri de önemsizdir (Alpar ve Yüce, 1998). Ancak ileride oluşması beklenen global ısınmaya bağlı deniz seviyesi değişimlerinden en geniş alanda etkilenecek bölgeyi oluşturmaktadır.

2.4 Erdek Körfezi güney kıyıları (Misakça-Edincik arası)

Bu bölge Erdek Körfezi güneyinde yer almaktadır ve kısa olmasına rağmen belirgin bir yapısal değişiklikle Biga-Gönen kıyı bölgesinden ayrılması nedeniyle bir alt grupta incelenmiştir. Edincik fayı tarafından denetlenen bu kesim karmaşık ancak

yüksek dayanımlı granitoidik kayalardır. Bu durum kıyı morfolojisinin neredeyse tüm anakara boyunca oldukça homojen gelişmesine neden olmuştur. Ancak bir ters üçgen şeklinde olan yarımadaının her köşesinde farklı yön ve şiddetteki hidrodinamik koşulların egemen olması yer yer lokal değişiklikler oluşmasına yol açmıştır.

Yarımadaının batı kıyılarında (Erdek-İlhanköy) kıyı çok keskin koylar oluşturmayan monoton bir geometriye sahiptir. En belirgin kıyısız depolanma alanı Ocaklar köyü koyundaki ~2.5 km'lik plajlı kıyıdır. Ocaklar koyunun girintisi ~1.5 km'dir. Bunun yanı sıra Erdek yerleşimi boyunca ~3.5 km uzunluğunda izlenen depolanmalı kıyı günümüzdeki kıyı düzenlemesi nedeniyle gelişimini kısmen durdurmuştur. Bu alanların dışında genelde yüksek falezli kıyılar egemendir(Şekil 5.5). Bölgede egemen akıntı yönü GD'dur.



Şekil 0.5 Kapıdağ Yarımadasının fizyografisi

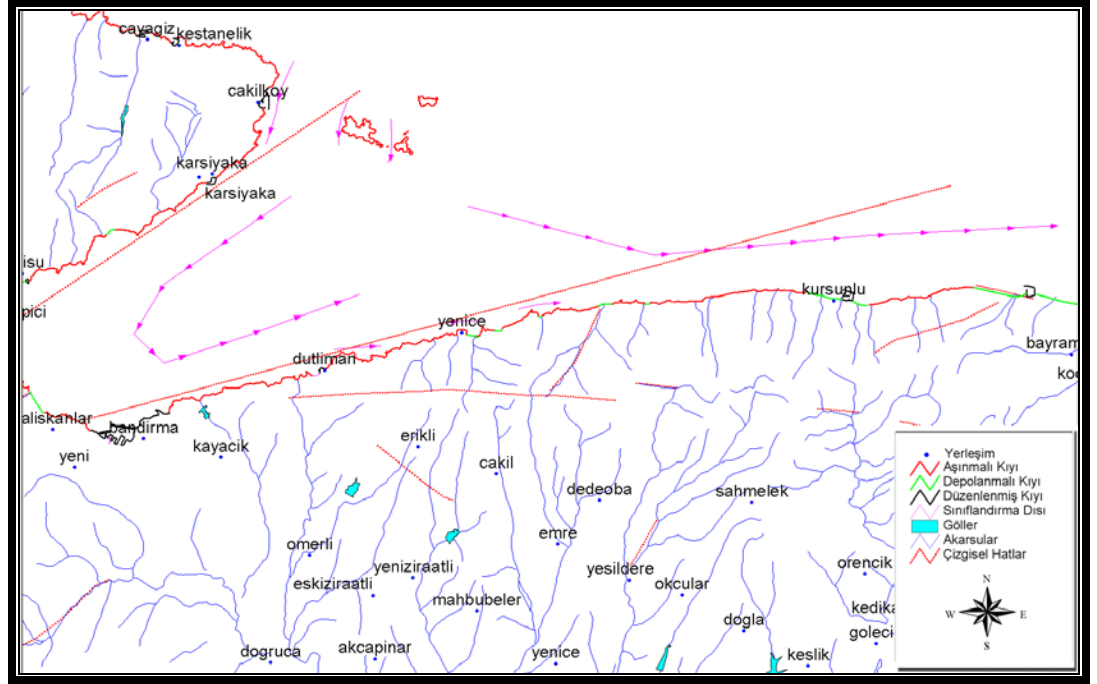
Yarımadaının kuzey kıyıları (İlhanköy-Çakılköy) şiddetli dalga aşındırmasının etkisi altında şekillenmiştir. Bunun sonucu olarak kuzeye yönelimli dar ama görece uzun koylar gelişmiştir. Kıyı gerisinde derin vadiler oluşturmuş akarsuların getirdiği malzeme korunaklı olan bu koylarda plajları; alüvyon düzlükleri ile tarım ve yerleşime uygun alanları oluşturmaktadır (Doğanlar, Turan, Ormanlı, Ballıpınar ve Çayağz köyleri). Bu

yerleşim alanlarının olası bir deniz seviyesi değişimlerinden ciddi oranda etkilenecekleri açıktır. Kıyı boyunca yer yer irili ufaklı adalar kıyıya yakın olarak bulunmasına rağmen bu adaları anakaraya bağlayacak bir kıyı elemanın gelişmemesinin nedeni sınırlı sediman kaynağı ve güçlü kıyı boyuna akıntılardır. Son dönemde Çayağz ve Kestanelik köylerinin bulunduğu KB doğrultulu koyların ağzına (KB) ve Çakıl köyüne (KD) yapılan mendirekler dışında bölgede önemli kıyı değişimi gözlenmemiştir (Şekil 5.5).

Yarımadanın batı kıyıları (Karşıyaka-Aşağıyapıcı) Edincik fayının kontrolünde KD-GB uzanımına sahiptir ve bir iki girinti dışında çizgisel olarak izlenir. Hakim kıyı tipi yüksek falezli kıyılardır. Yer yer akarsu ağzlarında sığ yayılımlı ve dar plajlar bulunur.

2.6 Bandırma yüksek kıyıları

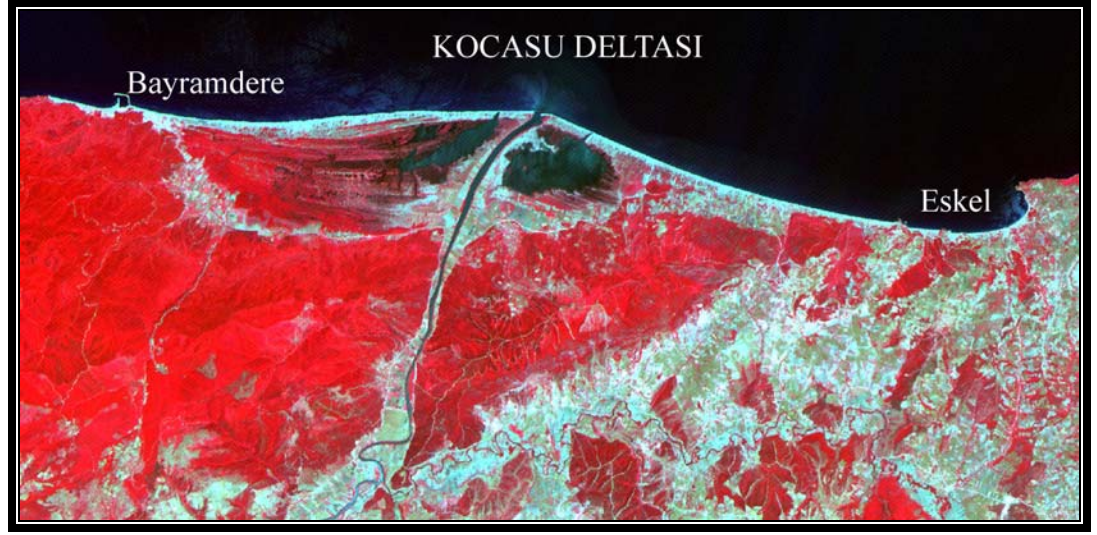
Doğuda Bandırma ilçesi batıda ise Kocasu deltası ile sınırlanan bu bölge KAF'ın güney kolunun yükselttiği belirgin bir morfolojik yükselimin dayanımlı kayaçlarından oluşan falezli yüksek kıyılar ile ifade edilir. Kıyının gidişi D-B olup monoton ve çizgisel bir karakter arz eder. Falezlerin arasında yer yer gözlenen birbirlerinden bağımsız, içerlerinde Yenice ve Kurşunlu yerleşimlerinin bulunduğu vadi önü, dar yayılımlı alüvyal depolar dışında birikim bulunmamaktadır. Bölgede dalga aşındırması çok şiddetlidir. Kıyı gerisinde KD-GB yönelimli kısa akarsu ve vadi sistemleri izlenir (Şekil 5.6.).



Şekil 0.6 Bandırma yüksek kıyılarının fizyografisi

2.7 Kocasu Deltası

Güney Marmara kıyılarındaki önemli bir diğer depolanmalı kıyı alanı Kocasu deltası kıyılarıdır. Kesintisiz olarak ~23 km olarak izlenmektedir. Akarsu ağzının iki yanında belirgin lagünler (Dalyan ve Arapçiftliği) ve geniş bir düzlük halinde izlenen delta alanında kıyı gerisine doğru uzanan deflasyon (dar yayılımlı kıyı kumulları) ve sığ bataklık alanları bulunmaktadır. Delta ağzında batıya doğru uzanan ~300 m'lik bir kıyı oku belirgindir. Son dönemde akarsu ağzının doğusunda kısa bir şeritte kıyı erozyonu oluşmuştur (Şekil 5.7). Emre vd. (1997) Kocasu deltası üzerinde +4 m kotunda bulunan basamaklı yapıyı yakın dönemde gerçekleşen bir deniz seviyesi yükselmesinin işaretçisi olarak yorumlamışlardır.



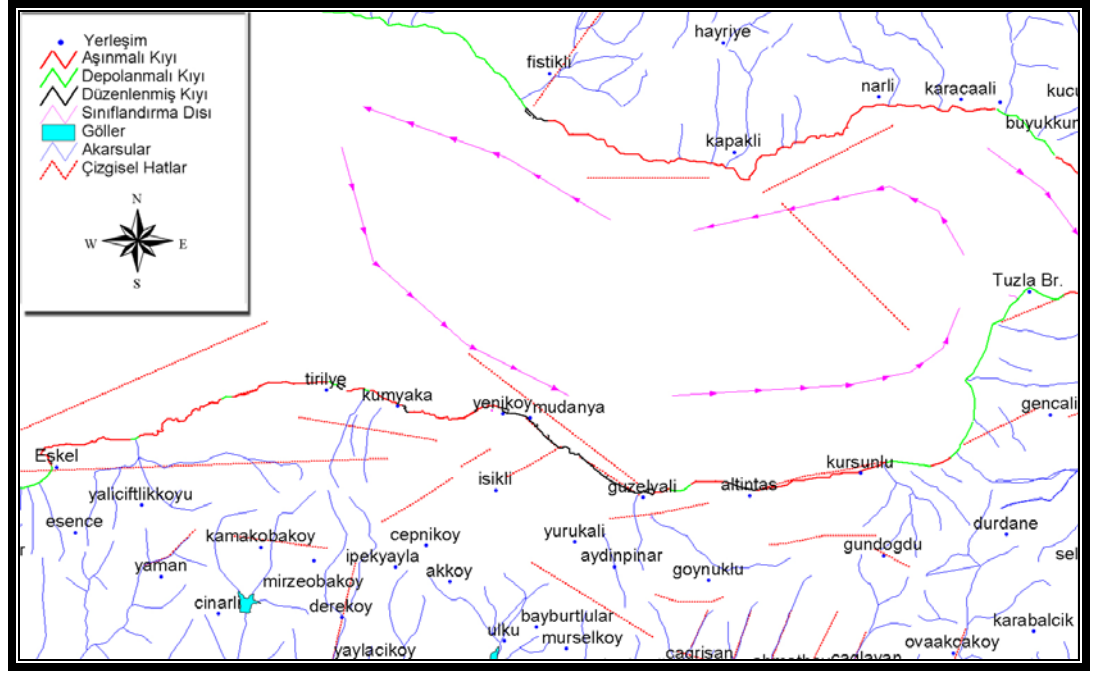
Şekil 0.7. Kocasu Deltası ve çevresinin ASTER (VNIR) görüntüsü

Aktif deltanın sonlandığı Eğerci burnundan sonra Kocasu'nun tortullarının hakim akıntı yönü olan batıya doğru taşınmasıyla oluşan (tortul taşınması uydu görüntülerinde kıyıdan ~1 km açıklara kadar izlenmektedir) ve K-G yönlü üç alçak sırt ile Kocasu deltası ve birbirinden ayrılan iki adet uzun plajlı kıyı izlenmektedir. Sırtların denize doğru belirgin bir girinti oluşturmadığı bu kıyılarda tortul taşınması hiç kesintiye uğramamakta ve kıyı platformunu genişletmektedir. Kıyı gerisine doğru ilerleyen kıyı kumulları gözlenir (Şekil 5.7).

2.8 Gemlik Körfezi güney kıyıları

Bu kısımda Eşkel ile Gemlik arasındaki kıyı şeridi incelenmiştir. Kıyı gerisi litolojisi değişken olmasına karşın yapısal şekillendirme nedeniyle benzer karakterdedir. Eşkel -Mudanya arası D-B gidişli olup Mudanya'dan sonra belirgin bir çizgisel yapı ile KB-GD'ya yönelmektedir. Bu çizgisel yapının gidişi ve lokasyonu Gemlik havzasını GB'da sınırlayan eğim atımlı faya (Trakya-Eskişehir Fayı?, Yaltırak vd. 2000) ait olduğunu göstermektedir. Bu hat boyunca kıyı Mudanya yerleşiminin etkisi altında olup tamamen düzenlenmiş durumdadır. Güzelyalı-Kurşunlu arasında kıyı şeridi Gençali fayının etkisi altında çizgisel yapısına KD-GB yönlü olarak devam etmekte ve nihayet kuzeye doğru yaptığı sıçramayla birlikte Gemlik fayının kontrolünde Gemlik'te sonlanmaktadır. Bölge parçalı tektonizmanın kıyı şeridinde etkileri açısından belirgin bir örnektir (Şekil 5.8).

Gemlik Körfezi güney kıyıları aktif tektonizma kontrolünde kıyı ilerisi ve gerisindeki faylarla yükseltilmiş falezli yüksek kıyı özelliğindedir. Yerel litolojik duruma göre falez önlerinde dar kumlu birikim alanları. (ör: Tirilye fliş falezli kıyı önleri) ve dar bloklu ve çakıllı kıyıları da izlenir. Kıyıda en belirgin depolanmalı kıyı Kurşunlu-Tuzla Br. arasında Gemlik ve Gençali fayları ile sınırlanan alandaki kıyı düzlüğüdür. Bu alan D-B uzanımlı iki akarsunun çökellerinden oluşmaktadır ve kıyı şeridi yaklaşık 7 km uzunluğundadır (Şekil 5.8 ve 5.10). Bu alan Geç Holosen'deki +5 m kıyı değişiminde alanın büyük bir kısmı su altında kalmıştır (Kazancı vd., 1998).

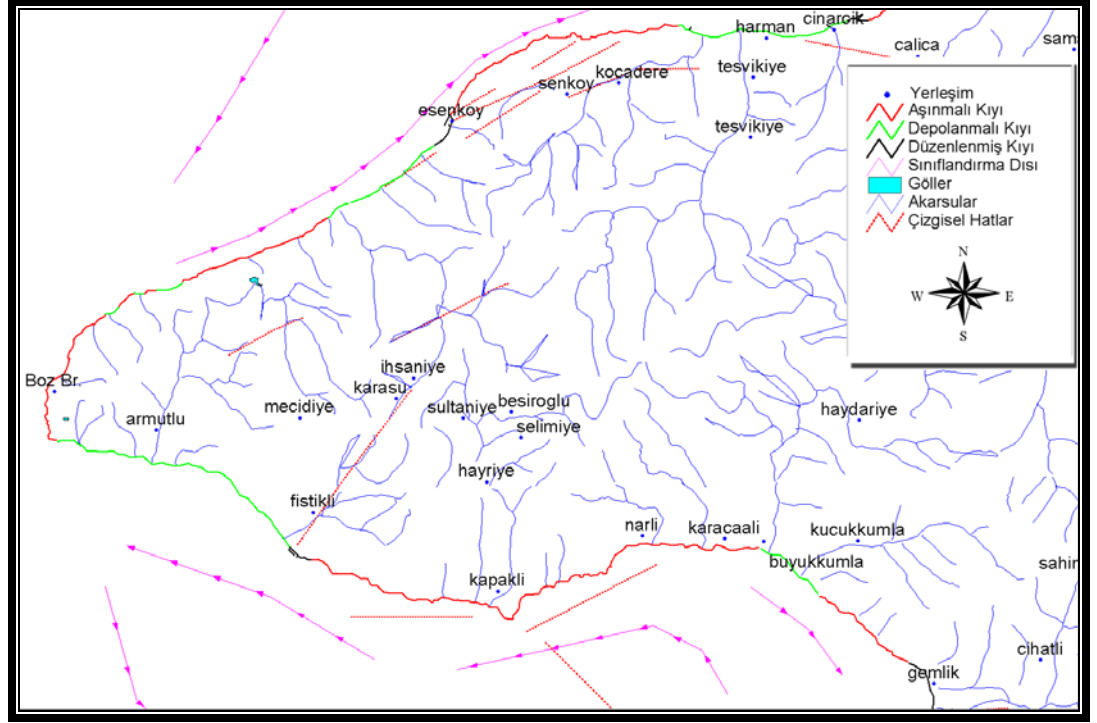


Şekil 0.8 Gemlik Körfezi güney kıyılarının fizyografisi

2.9 Armutlu Yarımadası

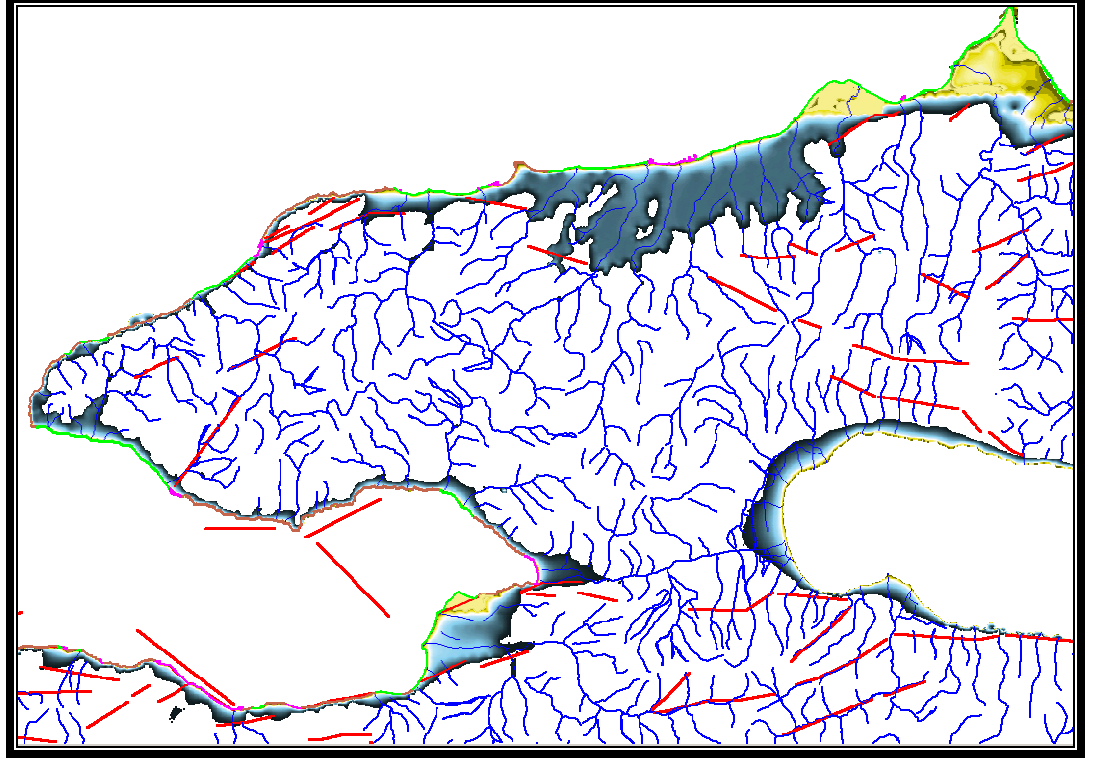
Gemlik Körfezi kuzeyi ile Armutlu yarımadasının Çınarcık'a kadar olan kıyı alanını ifade eden bu kısım kabaca dik eksenli D-B uzanımlı eşkenar üçgen şeklindedir. Kıyı uzanımı KD-GB ve KB-GD uzanımlı iki adet kıyı ilerisi fay kontrolündedir. Kıyı boyunca falezli yüksek kıyıları egemen olup yer yer gözlenen vadi önü dar kırıntılı depoları dışında en belirgin depolanmalı kıyısı Fıstıklı ve Armutlu yerleşimleri arasındadır (Şekil 5.9). Bu alanda dar ve çakıllı-bloklu karakterdeki alçak kıyı değişen kıyı gerisi morfolojisine rağmen ~10 km boyunca izlenmektedir. Kıyının sediman

kaynağı Armutlu ve Uzun dereleridir ve bu derelerin taşıdıkları kırıntılar KB kıyı akıntılarıyla dağıtılır.



Şekil 0.9 Armutlu Yarımadası kıyılarının fizyografisi

Armutlu deresi ağzında belirgin ancak küçük bir delta bulunmaktadır. Bölgede ikinci bir kıyı deposu da yarımadaının kuzey sahilinde Esenköy yerleşimindedir. Kıyıya burada KB yönelimli olarak uzanan akarsuların oluşturduğu iki küçük delta ile deltalar arasında KD yönlü akıntılar ile taşınan malzemenin yığıldığı çizgisel karakterli depolanmalı kıyının uzunluğu yaklaşık 5 km'dir.



Şekil 0.10 Güneydoğu Marmara kıyı ve kıyı gerisi fizyografisi ve morfolojisi

2.10 İzmit Körfezi güney kıyıları

İzmit Körfezi güney kıyıları morfolojik olarak kuzey kıyılardan belirgin bir biçimde farklıdır. Bu kısımda Çınarcık-İzmit arasındaki kıyı şeridi tanıtılmıştır. Bölge kıyı morfolojisi açısından iki altkısımda incelenebilir. Bunlardan ilki Hersek deltasının batısında kalmaktadır ve kıyı ovaları ile birlikte yer yer düzenlenmiş alçak ve depolanmalı kıyılarla ifade olunur (şekil 5.10). Doğuda kalan kısım ise KAF hattının kıyıyla beraber izlendiği yüksek kıyı gerisi ile dar yayımlı akarsu önü depolarıyla falezli kıyılardır. Bölge kıyıları tamamen tektonizma kontrolünde şekillenmiştir.

Doğu depolanmalı kıyılar Çınarcık güneyde belirgin bir morfolojik dokanakla sınırlanan bir D-B yönelimli küçük bir kıyı-akarsu ovasının kıyı şeridine karşılık gelir. Güngörmez-Koca ve Nacaklı derelerinin bölgenin sediman kaynağı durumundadırlar. Batıda izlenen Kuru burnu doğu altkısının tek aşınmalı kıyısını oluşturur. Kıyı çizgisi batıda Laledere deltasına kadar monoton izlenmektedir ve çizgisel karakterlidir. Yalova il yerleşimi boyunca kıyılar düzenlenmiş ve kontrol altına alınmıştır. Bu kıyı şeridindeki

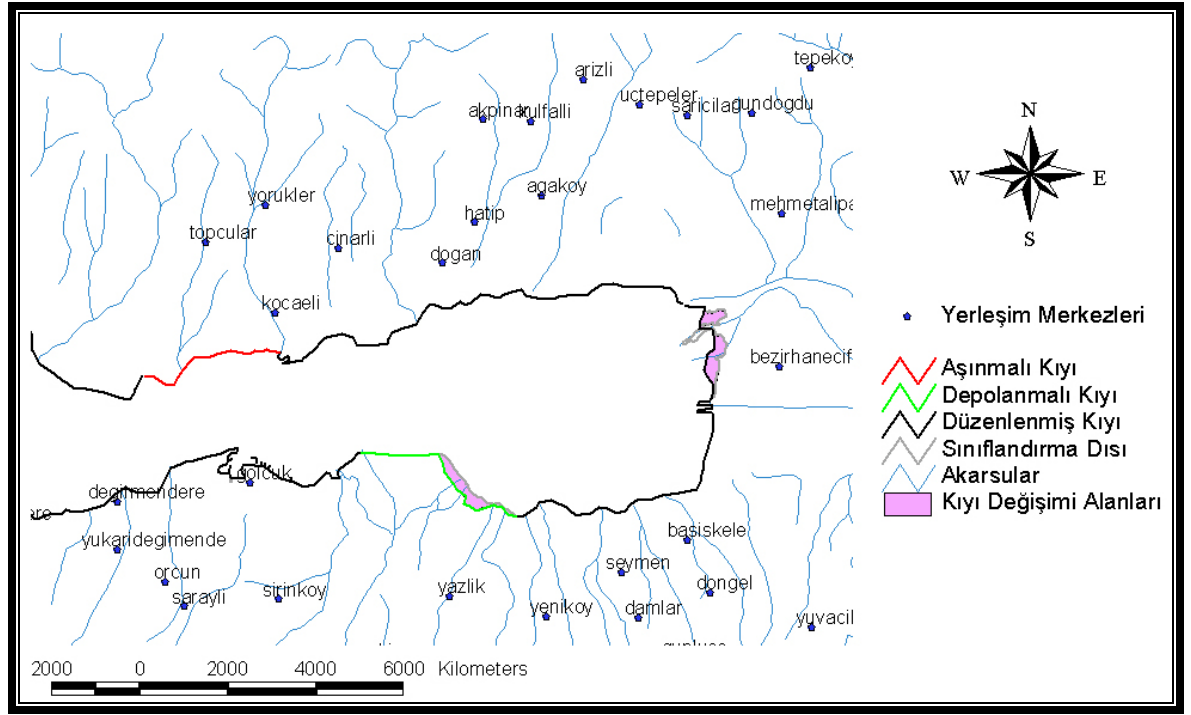
en büyük değişiklik, 17 Ağustos 1999 depreminden sonra yıkılan binaların molozlarının Yalova batısında deniz dökölmesiyle oluşturulan dolgudur (Şekil 5.11).



Şekil 0.11 17 Ağustos 1999 depremi sonrasında Yalova'daki kıyı dolgusu

Bu kısımdaki en belirgin girintileri batıda birbirini takip eden Laledere ve Hersek deltaları oluşturur. Hersek deltası İzmit Körfezi içersindeki en belirgin kıyı elemanıdır (Şekil 5.10). Delta üzerinde kıyı akıntılarıyla şekillenmiş bir kıyı okunun sınırladığı bir lagün gölü bulunmaktadır (~127 ha).

İzmit Körfezi güney kıyılarının doğu kısmı batıdan oldukça farklı bir fizyografiye sahiptir. Genellikle basamaklı bir yapıyla kıyı gerisine doğru aniden yükselen falezler ve falez önlerindeki dar çıkıllı-bloklu depolar egemendir. Bu kısımdaki en önemli depolanmalı kıyı Gölcük batısındaki delta ve taşkın ovasıdır. Güneyden normal bir fayla sınırlanan bu düzlük 17 Ağustos 1999 depreminde çökmüş ve kıyı ~2.5 km'lik bir hat boyunca ortalama 250 m gerilemiştir (~40 ha). Batıda İzmit-Sapanca ovası etkisi altına giren kıyı şeridi bataklık-kıyı özelliğindedir ve büyük oranda düzenlenmiştir. Son dönemde İzmit yerleşim alanı kıyı kesiminde toplam 46 hektarlık alan doldurulmuştur (Şekil 5.12).



Şekil 0.12 İzmit Körfezi kıyıları

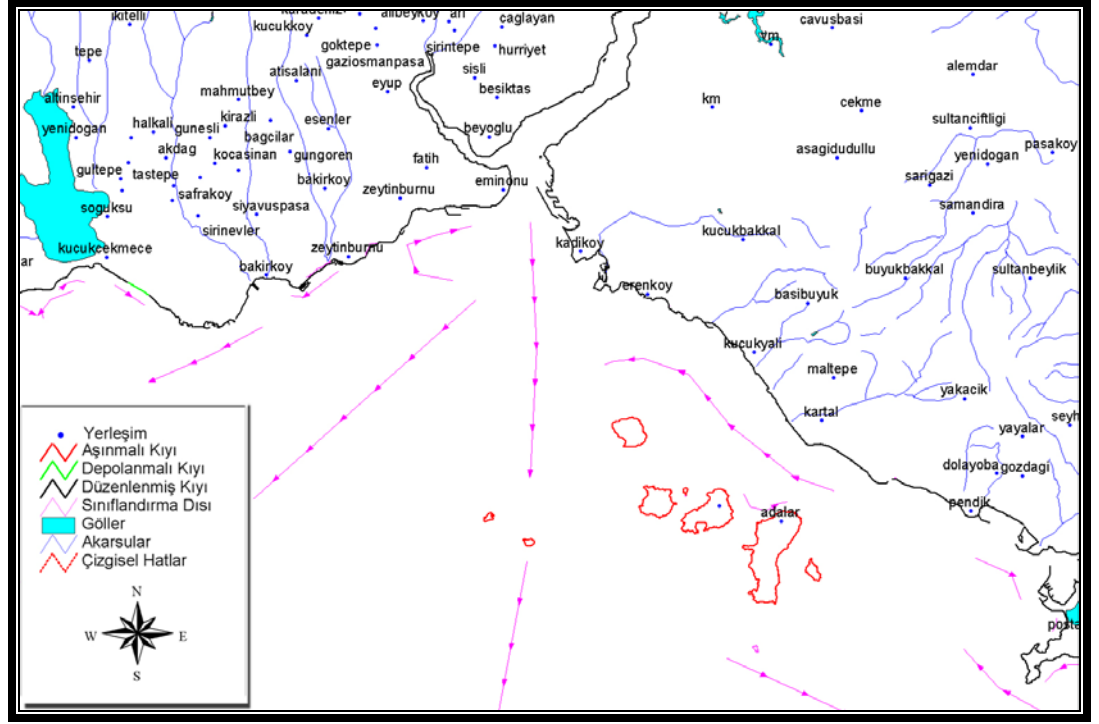
2.11 İzmit Körfezi kuzey kıyıları

İzmit Körfezi kuzey kıyıları tamamen yüksek kıyılardan oluşmuş olup yer yer görülen kıyı düzlükleri de yerleşim birimleri tarafından işgal edilmiştir ve kıyı şeridi de düzenlenmiştir. Kıyı boyunca birkaç km takip edilebilen mühendislik yapıları mevcuttur (Tavşancıl limanı). Bununla beraber Körfez içerisinde akıntının çok güçlü olmayışı yüksek falez önlerinde kaba blokların ve molozların birikmesine olanak sağlamıştır (Şekil 5.12).

2.12 İstanbul çevresi düzenlenmiş kıyıları

Bu kısımda Tuzla-Avcılar arasında tamamı düzenlenmiş kıyılardan oluşan İstanbul kıyılarına değinilecektir. Kıyılardaki düzenlenme ve kıyı gerisindeki yoğun şehirleşme nedeniyle uzaktan algılama metodu yardımıyla ilkel kıyı tiplerini belirlemek çok güçtür. Ancak İstanbul Paleozoyik birimlerinin kıyı gerisinde oluşturduğu orta-yüksek falezler topoğrafik farklılık olarak ayırt edilebilmektedir. İstanbul'un Anadolu kıyıları ciddi bir miktarda doldurulmuş olup son dönemde yapılan dolgu ve kordon

geliştirme çalışması sonucu Pendik-Bostancı arasında ~20 kilometrelik kıyı şeridi deniz yönüne doğru ~30 m ilerlemiştir. Kıyı boyunca akarsu ağzlarına ve deniz içerisine yapılan büyük mühendislik yapıları da bulunmaktadır (Marina ve dalgakıran). İstanbul'un Avrupa kıyılarında da manzara değişmez. Yaklaşık 100 km'lik sahil şeridi boyunca tek korunmuş kıyı alanı Florya plajıdır (~1 km).



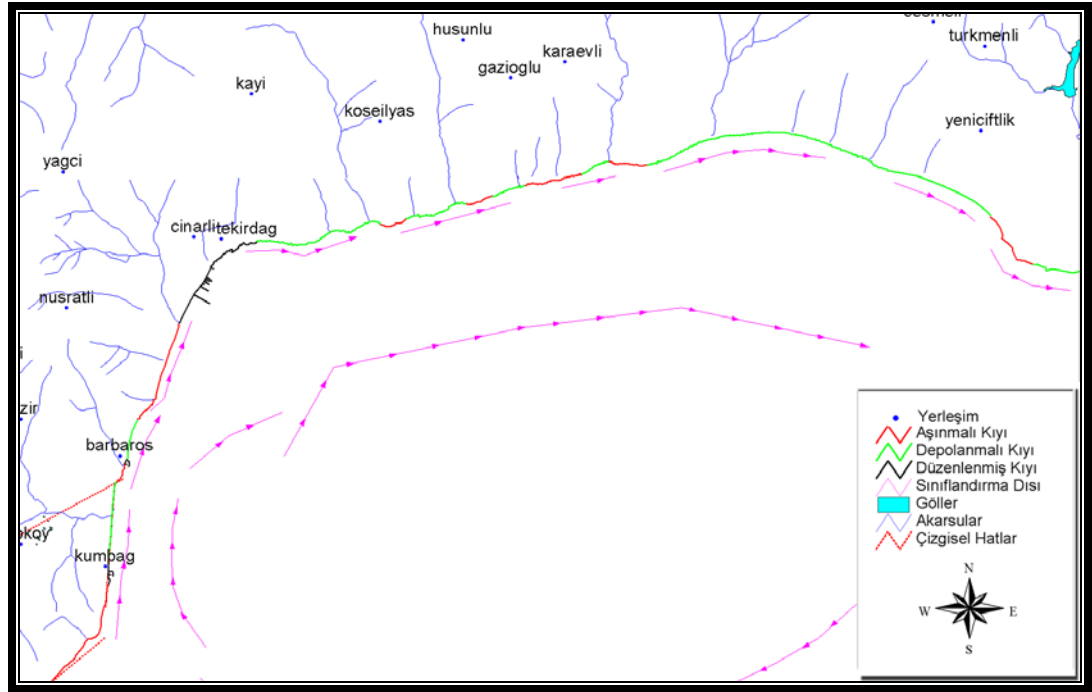
Şekil 0.13 İstanbul kıyılarının fizyografisi

Avcılar-Mimarsinan yerleşimleri arasındaki kıyı şeridi de büyük oranda düzenlenmiştir. Gürpınar yerleşimi kıyısında Büyükçekmece koyunun batı sınırını oluşturan ~5 km'lik falezli yüksek kıyı hala ilksel özelliğini korumaktadır (Şekil 5.13).

2.13 Doğu Trakya (Silivri) kıyıları

Mimarsinan ile Marmara Ereğlisi arasındaki kıyı şeridi Silivri merkez olmak üzere batıya doğru kavisli geniş bir yay çizer. Bu yayın düzenli geometrisi sadece Silivri koyu tarafından kesintiye uğrar. Genel olarak alçak (ölü) falezler ve falez önlerinde gelişmiş çeşitli tane boylarındaki plajlar ile bunları morfolojik olarak ayıran

taşımasına rağmen bu kısımda hakim kıyı boyuna akıntı yönü doğudur. Bu nedenle depolanmalı kıyıların ve bunların arasındaki burunların uzanımları ters yönlüdür (Şekil 5.15).



Şekil 0.15 M. Ereğlisi-Tekirdağ- Kumbağ arasındaki kıyı şeridinin fizyografisi

3 MARMARA DENİZİ KIYILARI VERİ TABANI SINIFLANDIRMA ALANLARI

Detaylı kıyı sınıflamasında kullanılan kriterler ana sınıfların içeriğinde yer alan ancak daha lokal morfolojik ve fizyografik özelliklerin gözetilmesi esasına dayanmaktadır. Bu çalışmada Marmara Kıyıları Veri Tabanı için oluşturulan alanlar (field) ve içerikleri Tablo 5.1’de gösterilmiştir. Bu sınıflar çoğu alanda birbirlerini destekleseler de üst sınıflandırmada genel dinamikler göz önüne alınmıştır. Örneğin çakıllı bir plaj yerine göre depolanmalı ya da aşınmalı kıyı olarak sınıflanabilir. Ancak alt sınıflar genelde birbirlerini desteklerler, örneğin bir boyuna plaj aynı zamanda alçak bir kıyıdır.

Tablo 0.1 Marmara kıyıları veri tabanı kıyı şeridi sınıflama alanları

Sınıflandırma Alanları (fields)	Kullanılan Sınıflar
Kıyı Tipi I	Depolanmalı, aşınmalı, düzenlenmiş
Kıyı Tipi II	Alçak, yüksek, ortalama
Kıyı Tipi III	(Boyuna, cep, çakıllı, vadi önü) plaj; kum barı, kıyı oku; (kayalık, çakıllı) kıyı; liman, kordon vb. mühendislik yapıları
Kıyı Fizyografisi	Aşınma platformu, korunmuş aşınma platformu, ada, liman, kordon, doldurulmuş kıyı, kıyı oku, kum barı, korunmuş kıyı düzlüğü, vadi önü, çizgisel, boyuna kıyı
Kıyı Gerisi Morfolojisi	Kumul, bataklık, delta, falez, lagün, düzlük, düzenlenmiş.
Kıyı Gerisi Bitki Örtüsü	Tarımsal alan, orman, bataklık
Kaynak Alan Tipi (litoloji)	Sert, yumuşak, güncel
Kıyı Gerisi (eğimi)	Yüksek, alçak, orta

Çalışmanın amacı öncelikli olarak envanter ve genel yapının çıkarılmasıdır. Kısa vadeli ve hassasiyeti düşük değişim izleme olduğu için süre olarak daha uzun ve parçalı çalışma gerektirecek detayda sınıflandırma yapılmamıştır. Veri Tabanı bütünleşik kıyı yönetimi koordinasyonuna katkıda bulunacak şekilde ilerki aşamalarda çeşitli disiplinlerdeki araştırmacıların çalışmalarıyla zenginleşmeye uygun bir ortamda oluşturulmuştur.

4 KIYI TİPLERİNİN SINIFLAMA VE DAĞILIMI

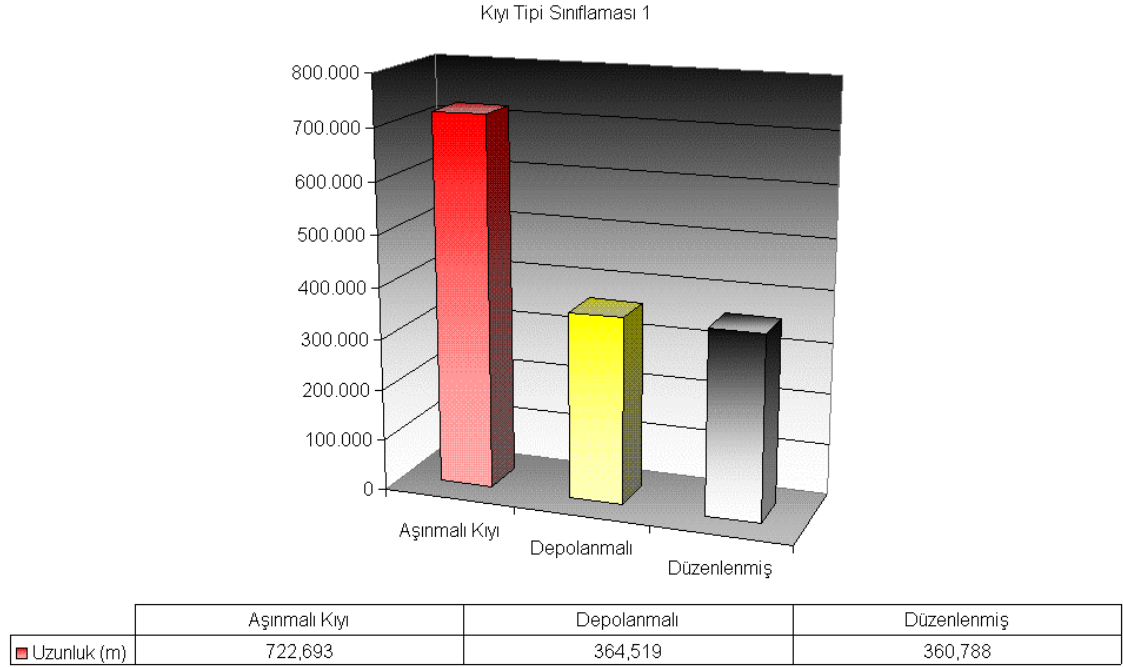
Marmara Denizi kıyıları amaca uygun uydu görüntüsü kombinasyonları, değişen ölçeklerde sayısal yükseklik modelleri (DEM) ve drenaj haritaları yardımıyla haritalanmış ve Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ortamında sınıflandırılmıştır. Buna göre sınıflandırmaya tabii tutulan 1.448 km'lik kıyı şeridinde sınıflama alanlarına göre dağılım oranları ve miktarları aşağıdadır.

4.1 Kıyı Tipi I

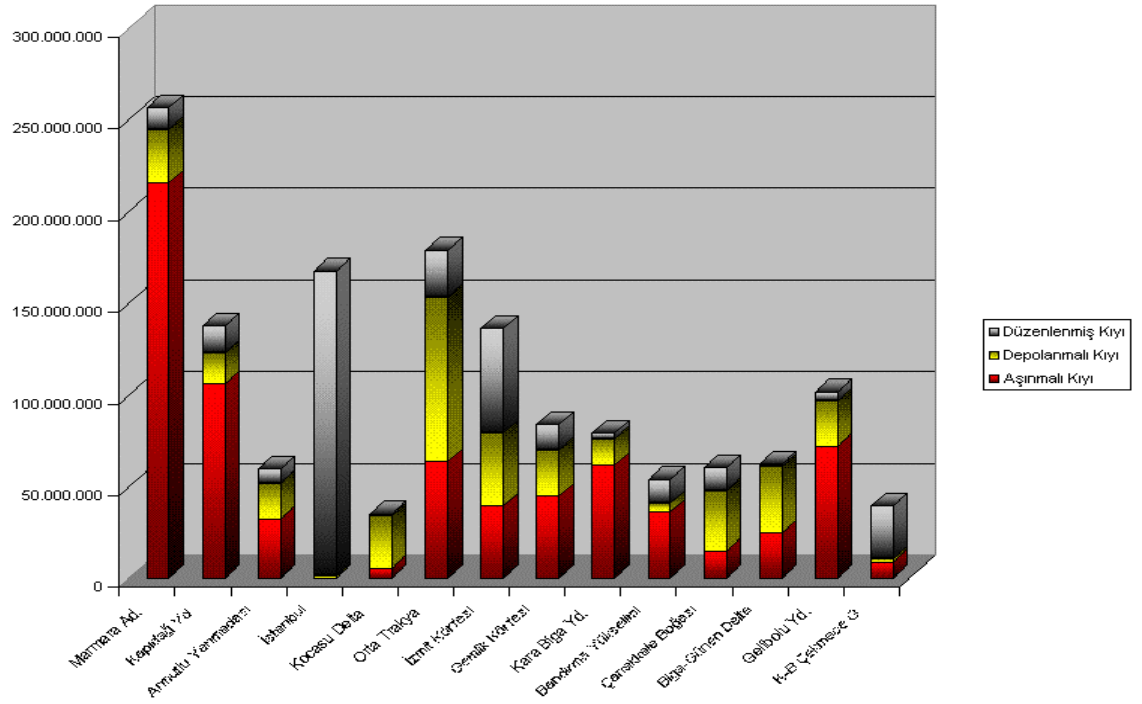
En temel seviyede yapılan sınıflandırmada Marmara Denizi kıyılarının sınıflanan 1.448 km'lik kıyı şeridinde Aşınmalı Kıyılar %49,9 (722,693 km), Depolanmalı Kıyılar %25,2 (364,519 km), Düzenlenmiş Kıyılar ise %24,9 (360.788 km) oranlarında bulunmaktadır (Şekil 5.16 ve 5.17).

Bu sınıflandırma alanında aşınmalı kıyılar büyük oranda sert ve dayanımlı kıyı gerisi litolojisine (Paleozoik-Mesozoik) sahip ve aktif tektonizma ile hızla yükseltilmiş olan alanlarda yoğunluk göstermektedir.

Şekil 13 teki pasta grafiklerinde de görüldüğü gibi Marmara Denizi kıyılarında düzenlenmiş kıyı tipinin yüksek oranını İstanbul bölgesi oluşturmaktadır. Aşınmalı kıyılar Marmara Adaları, Kapıdağ, Karabiga ve Armutlu Yarımada ları, Depolanmalı kıyılar ise Güney Marmara deltaları ile Orta Trakya kıyılarında baskın olmaktadır. Belirtilmesi gereken bir nokta liman ve marinaların tüm yapılarıyla sınıflandırmanın içerisinde yer almış olmasıdır, bu durum doğal olarak düzenlenmiş kıyıların oranıyla toplam kıyı uzunluğunu ciddi bir oranda arttırmaktadır.



Şekil 0.16 Marmara Denizi kıyıların sınıflanması



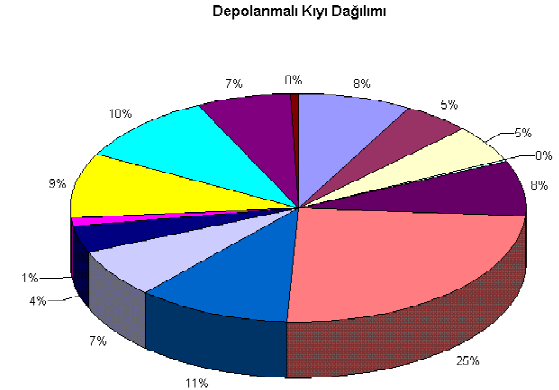
Şekil 0.17 Marmara Denizi kıyı sınıflarının coğrafi dağılımı

4.2 Kıyı Tipi II

Bu sınıflandırma alanında kıyılar alçak, orta ve yüksek olarak 3 sınıfta incelenmiştir (Tablo 5.2). Bu sınıflandırmanın sayısal sonuçları aşağıdaki tabloda verilmiştir. İlk sınıftaki düzenlenmiş kıyıların bu sınıflandırmada büyük bir oranda alçak kıyılar katagorisine girdiği görülmektedir. Genel bir tanımlama olarak alçak kıyılar kıyı erozyonu, deniz seviyesi değişimleri, fırtınalı dönemlerden etkilenmeye açık ve deprem dalgaları (tsunami) tehditi altındadır.

Tablo 0.2 Marmara Denizi kıyı tipleri

Kıyı Tipi II	Uzunluk (m)	Yüzde (%)
Yüksek	622.107	43,0
Orta	153.067	10,6
Alçak	672.086	46,4
Toplam	1.447.260	



4.3 Kıyı Tipi III ve Kıyı Fizyografisi

Bu sınıflandırma alanında aşınmalı, depolanmalı ve düzenlenmiş kıyıların nitelikleri ve sayısı belirlenmeye çalışılmıştır. Aşağıdaki tabloda tanımlama sütunu kıyı tipi ismini, uzunluk sütunu ilgili tip kıyının toplam uzunluğunu, sayı sütunu ise süreksiz parçalar halinde o sınıfa ait elemanların sayısını göstermektedir. Buna göre Marmara Denizi kıyılarında sınıflanan kıyı çizgisine dahil 111 Liman ve mendirek, 2 Marina, 74 vadi önü ve cep plajı bulunmaktadır. Kıyı morfolojisi sınıflandırma alanında diğer sınıflardan bağımsız olarak kıyı morfolojisine yönelik ayırtlamalar yapılmıştır. Bu alanda yüksek kıyıların belirgin morfolojisi olan aşınma platformu, delta, doldurulmuş kıyı, kıyı oku ve kum barları önemli sınıflardır.

Bu sınıflandırmaya göre Gelibolu Yarımadası kıyı önünde (Çardak kıyı okunun karşı kıyısında) olmak üzere Şarköy-Gelibolu arasında toplam 23,780 km uzunluğunda 33 parçadan oluşan bir kum-barı sistematiği bulunduğu belirlenmiştir. Bu konu tezin diğer kısımlarında tekrar tartışılacaktır.

Ayrıca sınıflandırmada değişik bölgelere dağılmış kesintisiz ve fay kontrollünde geliştiği varsayılan; aşınma/depolanma süreçleri fay hareketinden daha yavaş olduğu çizgisel karakterli 13 adet kıyı çizgisi (33 km) ve süreçlerin birbirine eş olduğu 14 adet falezli boyuna kıyı tipi belirlenmiştir (Tablo 5.3).

Tablo 0.3 Marmara Denizi kıyıları fizyografisi ve morfolojisinin sınıflandırması

Kıyı Fizyografisi	Tanımlama	Uzunluk (m)	Sayı
	Aşınma Platformu	489.295	-
	Delta	164.031	-
	Ada	88.941	-
	Çizgisel Kıyı	33.295	-
	Boyuna Kıyı	139.853	-
	Küçük Ölçekli Burun ve Koylar	80.054	-
	Doldurulmuş Kıyı	2.121	-
	Korunmuş Aşınma Platformu	108.777	-

Kıyı Morfolojisi (Kıyı II)	Korunmuş Düzlük	10.361	-
	Kıyı oku	5.119	1
	Kum Barı	23.780	33
	Vadi önü küçük delta	99.777	52
	İşletme	4.887	1
	Liman	76.622	111
	Liman ve İşletme	21.385	4
	Boyuna Plaj	195.093	92
	Marina	6.491	2
	Çamur Düzlüğü	10.361	4
	Kıyı İlerisi İşletme	740	1
	Kıyı İlerisi Liman	2.312	2
	Çakıllı Plaj	140.328	79
	Cep Plajı	6.931	22
	Kayalık Kıyı	648.197	232
	Düzenlenmiş Plaj	408	1
	Tanımlanamayan Düzenlenmiş Kıyı	6.462	6
	Düzenlenmiş Kordon	226.370	78

5 KIYI GERİSİ MORFOLOJİSİ

Bu sınıflandırma alanında kıyı gerisinin belirgin nitelikleri kıyı çizgisine eklenmiştir. Buna göre 739.908 km’lik kıyı çizgisi falezli, 402.117 km’lik kıyı çizgisi kıyı düzlüğü; kıyı gerisinde lagün, ıslak alan ve akarsu ağızları olan kıyı uzunluğu 42.766 km’dir. Kıyı gerisi deflasyon ve kıyı kumulu alanı bulunan kıyı çizgisi uzunluğu ise 30.267 km olarak belirlenmiştir (Tablo 5.4).

Tablo 0.4 Marmara Denizi kıyılarının kıyı gerisi morfolojisine göre sınıflandırması

Kıyı Gerisi Morfolojisi	Uzunluk (km)
Falez	739.908
Kumul	30.267
Delta	59.197
Lagün	17.831
Düzlük	402.117
Düzenlenmiş	170.396
Akarsu ağzı	211
Vadi	1.893
Islak Alan	24.723

5.1 Arazi Kullanımı

Kıyı gerisi arazi kullanımı 4 ana sınıfta incelenmiştir (Tablo 5.5). Bu alanda detaylı bir sınıflama yapılmamış, öncelikli olarak kıyılar üzerindeki antropojenik yayılımın miktarının belirlenmesi hedeflenmiştir. Buna göre Marmara Denizi kıyılarında bakir olarak tabir edilebilir, insan kullanımına açılmamış alanların oranı %39’dur. Genellikle yüksek kıyılardan oluşan bu alanlarda yaygın olarak Marmara Bölgesi florası (orman alanları ve makiler) gözlenir. Sadece yerleşim alanları bazında

düşünülecek olursa Marmara kıyılarının %37'sinin yerleşime açılmış olduğu görülmektedir.

Tablo 0.5 Marmara Denizi kıyıları gerisi arazi kullanımı

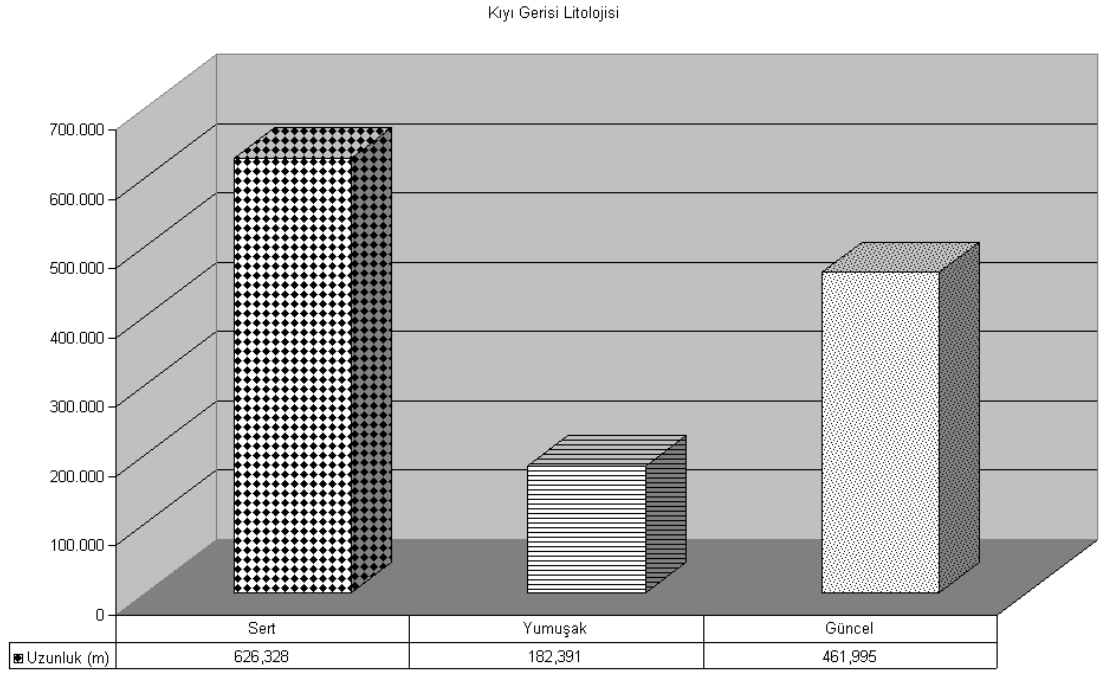
Kıyı Gerisi Arazi Kullanımı	Uzunluk (km)
Tarım Arazisi	283.865
Maden/Taşocağı	18.940
Kullanılmayan Alan (orman)	615.673
Yerleşim Alanı	528.067

5.2 Kaynak alan tipi (Litolojisi)

Kıyı morfolojisi ve fizyografisine etkiyen önemli faktörlerden birisi de kaynak alan/kıyı gerisi kayaçların aşınma süreçlerine karşı gösterdiği dayanımdır . Literatürde bu sınıflar için dayanımlı birimler (metamorfik kayaçlar, intrüzipler, kireçtaşları vb.), dayanımsız birimler (Şeyl, kumtaşı, konglomera, tüf, fliş vb) olarak tanımlanmıştır. Bundan hareketle Marmara kıyı haritası ile MTA, 1964 1/500.000 jeoloji haritasından dayanımlı ve dayanımsız birimler, uydu görüntülerinden ise güncel sedimanların kapladığı alanlar eşleştirilerek sınıflandırılmıştır (Tablo 5.6, Şekil 5.19). Dayanımlı birimler Marmara denizinin yüksek ve aşınmalı kıyılarını ifade ederken, güncel ve dayanımsız birimler de orta ve alçak kıyıları oluşturur.

Tablo 0.6 Marmara Denizi'nin kıyılarını oluşturan kaya birimlerinin dağılımı

Kaynak Alan Tipi	Uzunluk
Dayanımlı Birimler	626.329
Güncel Sedimanlar	461.995
Dayanımsız Birimler	182.391
Doldurulmuş Kıyı	180.441



Şekil 0.19 Marmara Denizi kıyı gerisi litolojilerinin sınıflandırması

6 KIYI DEĞİŞİMİ

Marmara Denizi kıyıları veri tabanı çalışmasında kıyı ve kıyı gerisi elemanların haritalanmasında esas olarak 1986 (Landsat TM) ve 2000 (ASTER) tarihli uydu görüntüleri kullanılmıştır. Esas olarak 1986 yılındaki kıyı-sulak alanların sınır çizgileri görüntü işleme teknikleriyle üretilmiş, daha sonra da 2001 yılına ait

daha yüksek yersel çözünürlüğe sahip görüntüler ile detaylı sınıflandırma ve kıyı değişiminin belirlenmesi yapılmış; böylelikle de son 17 yıl içerisinde Marmara denizi kıyılarındaki antropojenik ve doğal etkilerle kıyı çizgisi ve sulak alanların sınırlarındaki değişim ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır.

Çalışma sonucunda uydu görüntülerinin yersel çözünürlüğündeki kısıtlama nedeniyle belirlenebilen kıyı değişimleri ancak 20 m. ve üzerindeki değişimlerdir. Bu büyüklükteki değişimler de büyük oranda antropojenik olmaktadır.

6.1 Antropojenik değişimler

Antropojenik değişimler Marmara Bölgesinde 3 türde görülmektedir. Bunlar liman ve mendirek inşaaası/geliştirmesi, kıyı kordonu geliştirmesi ve kıyı doldurmasıdır.

6.1.1 Liman ve Mendirekler

Marmara Denzinde toplam 116 adet liman ve mendirek bulunmaktadır. Bunlardan 50'si 1986-2001 yılları arasındaki 17 yıllık süreçte çoğunluğu balıkçı barınağı şeklinde inşaa edilmiş olup toplam kıyı çizgisine 38 kilometrelik bir eklenti yapmıştır. Bu eklenti genel sınıflamada düzenlenmiş kıyı sınıfının içerisinde sayılmıştır. Bunun yanısıra 21 adet limanda da geliştirme yapılmıştır. Geliştirilen limanların toplam uzunluğu 41.4 km olup düzenlenmiş kıyı sınıflamasına eklenmiştir. Bunlardan en belirginleri Tuzla Tersanesi (8.751 km), Moda (3.880 km) ve Ataköy (2.610 km) Marinaları ile Bandırma Limanı'dır (11 km).

6.1.2 Kıyı Kordonu geliştirmesi ve kıyı doldurması

Marmara Denizi kıyılarında toplam kıyı kordonu uzunluğu 209 km'dir. Bu miktarın büyük bir kısmı İstanbul sınırları içerisindeydir. Tespit edilen kordon geliştirme çalışmaları da bu şehrimizde Tuzla ve Bostancı arasında toplam 10.15 km uzunluğunda gerçekleştirilmiş ve kıyı çizgisi ortalama 50 m ilerletilmiştir. Belirlenen kıyı doldurması çalışmalarının yerleri ve etkiledikleri alan açığıdaki tablo da verilmiştir (Tablo 5.7).

Tablo 0.7 Marmara Denizi kıyılarındaki kordon geliştirme alanlarının uzunluk ve alanı

Lokasyon	Hektar (ha)	Uzunluk (m)
İzmit	47,67	3060
Karabiga	59,40	2120
Avçılar	110,36	7940
Büyük Çekmece	29,23	1900

6.2 Doğal değişimler

6.2.1 Kıyı çökmesi

Merkez üssü Gölçük olan 17 Ağustos 1999 İzmit depremi sonucunda Gölçük doğusunda Seka fidanlığı olarak bilinen kıyı alanında (çamur düzlüğü) çökme meydana gelmiştir. Toplam su altında kalan alan miktarı 40 hektar olup çökme sonrası kıyı uzunluğu 2.732 km olarak sabitlenmiştir.

6.2.2 Delta hareketleri

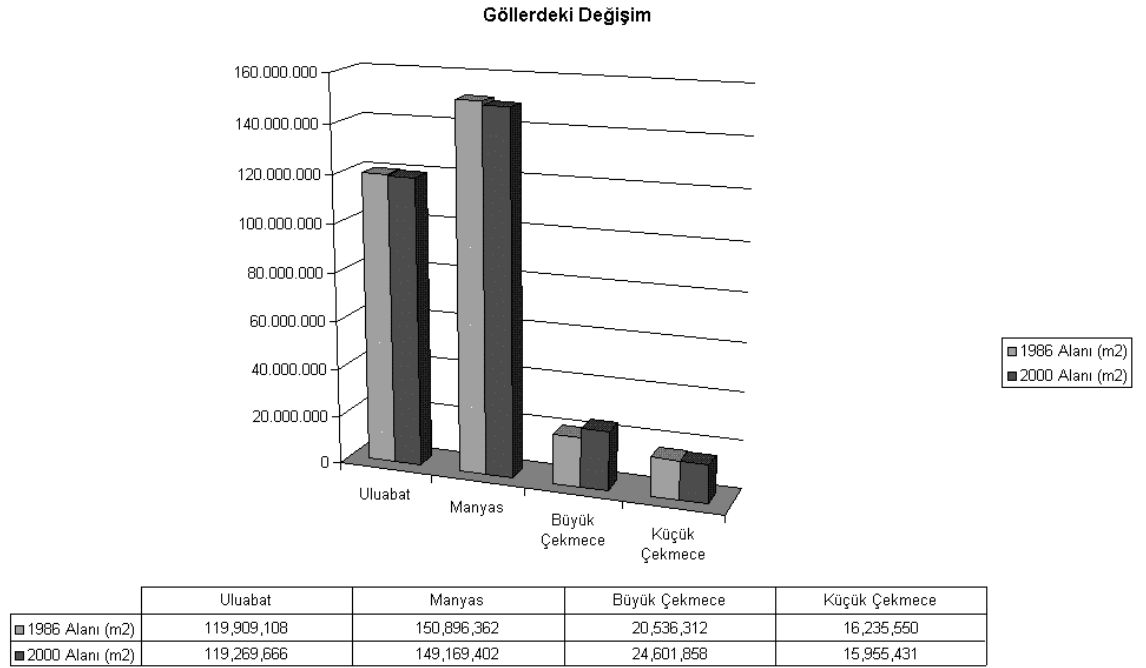
Marmara denizi deltalarından Kocasu deltasının doğu ağzına yapılan dalgakıran nedeniyle deltanın doğu kısmında kıyı erozyonu oluşmuş ve kıyı 1600 metrelik bir şerit boyunca ortalama 75 m gerilemiştir. Aynı şekilde Gönen deltasındaki drenaj değişikliği nedeniyle deltanın doğu ve batı kısımlarında yaklaşık eşit oranda ilerleme ve gerileme gerçekleşmiştir.

6.3 Marmara Bölgesi göl ve sulak alanlarındaki değişim

Marmara Denizi kıyıları deltalarında gelişmiş olan lagünlerin toplam alanı aşağıdaki tabloda gösterilmiştir (Tablo 5.8). Lagünlerde mevsimsel farklılıklar dışında belirgin bir değişim bulunmamaktadır.

Tablo 0.8 Marmara Denizi kıyılarındaki lagünlerin alansal dağılımı

Lokasyon	Hektar (ha)
Gönen Deltası	871,35
Kocasu Deltası	4958,31
Çardak Kıyı Oku	1307,36
Tuzla	970,12
Hersek	1279,19
Umurbey	206,71



Şekil 0.20 Marmara Denizi kıyı gerisinde bulunan göllerin 1986-2000 yılları arasındaki değişimi.

Marmara Denizi kıyı gerisinde bulunan göllerin alanındaki değişim grafikte gösterilmiştir. Buna göre 1986-2000 yılları arasında Büyük Çekmece göl (baraj) alanında 4 km² lik bir değişim çarpıcıdır (Şekil 5.20). Manyas gölünde delta ilerlemesi olan güney ve taşkına karşı düzenlenmiş durumda olan güneybatı

kıyılarında azalma gözlemlenmiştir. Uluabat gölü güney kıyılarında delta ilerlemesi nedeniyle göl alanında azalma meydana gelmiştir.

7 KİYİ GERİSİ ALANLARIN MORFOLOJİ VE SINIFLAMASI

Çalışma dahilinde Marmara kıyılarındaki düzlük alanların yayılımları da belirlenmeye çalışılmıştır. Bu amaç için en uygun uydu görüntüsü topoğrafik bileşene duyarlı Landsat TM uydusunun RGB (7,4,PC1) kombinasyonudur. Uydu görüntüsünün Kuzey Marmara kıyı gerisini içermemesi Kuzey Marmara kıyıları için bu haritalamanın detaylı ölçekte yapılmasına engel olmuş, bu nedenle bu alanlar için daha kaba bir sınıflandırma yoluna gidilerek için 1/250.000 ölçekli sayısal yükseklik modeli kullanılmıştır.

Genel olarak Marmara bölgesinde kıyı çizgisi ile iletişim halinde bulunan 132800 hektar alanlık kıyı düzlüğü bulunmaktadır. Bu alanların büyük bir kısmını Gönen-Biga bölgesi (53400 ha) oluşturmaktadır. Bu bölge son Holosen transgresyonunda büyük oranda sular altında kalmıştır, günümüzde tamamen tarım alanı olarak kullanılmaktadır. Bunun yanısıra Çanakkale boğazının Anadolu kıyılarında geniş yayılımlı bir 0-30 m (19100 ha) kıyı düzlüğü bulunmaktadır.

Güney Marmara kıyılarındaki kesintisiz büyük düzlüklerden birisi de Kocasu deltasıdır. Holosendeki deniz seviyesi değişiklikleri nedeniyle basamaklı bir yapı kazanan deltanın kapladığı alan 4556 hektardır.

Trakya kıyılarındaki kıyı gerisi düzlükleri 5 bağımsız parçadan oluşarak toplam 22135 hektar alan kaplamaktadır. Genelde alçak ve orta kıyılardan oluşan bu bölgenin bu kadar parçalı ve dar yayılımlı düzlükler sunması kıyı alanlarının KAF etkisinde sürekli yükselmesinden kaynaklanır. Düzlükler Tekirdağ ile Büyük Çekmece gölleri arasında Trakya havzası sınırları içerisinde bulunmaktadır. İstanbul tektonik zonu içerisinde Çekmece gölleri dışında geniş yayılımlı kıyı düzlükleri gözlenmemektedir.

Güney Marmara kıyıları için aynı zamanda Marmara adaları, Kapıdağ Yarımadası ve Bandırma yükselimi üzerinde gelişmiş vadi sistemlerinin alçak alanları da haritalanmıştır. Buna göre Kapıdağ Yarımadası ndaki en büyük düzlük 860 hektar alan kaplayan batı Körfezi'ndeki Erdek düzlüğüdür. Karabiga Yarımadası

batisındaki bir akarsu aşındırma düzlüğü ise kıyı gerisine doğru açılarak 1260 hektarlık bir alan kaplamaktadır.

Kıyı düzlükleri deniz seviyesi değişimlerinden ve olası deprem dalgalarından en çok etkilenecek alanlardır. Marmara depreminde Marmara Denizi çukurluklarının şevlerinde gelişebilecek muhtemel heyelanların Tsunami (deprem dalgası) üretebileceği düşünülmektedir (Alpar vd., 2001, Tüysüz ve Genç, 2000). Buna göre Marmara Ereğlisi ve Kapıdağ Yarımadası'nın batısındaki kıyı alanları tsunami tehditi altındadır. Bunun yanında Biga-Gönen düzlüğündeki Ece Gölü tortullarında 1509 depremine denk gelen yıllarda Tsunami tortulu bulunmuş olması Kapıdağ Yarımadası ve Marmara adalarının gölgesinde kalan bu alanın bu düzlüğün dahi deprem dalgalarına maruz kalabileceğini göstermektedir (Kazancı ve Emre, 1999).

8 MARMARA KIYILARINDAKİ ÖNEMLİ MORFOLOJİK VE FİZYOGRAFİK KIYI ELEMANLARI

Marmara kıyılarında önceden haritalanmış ve haritalanmamış önemli kıyı morfolojisi elemanları bulunmaktadır. Marmara Denizi Kıyıları Veri Tabanı çalışmasının amaçlarından belki de en önemlisi elde edilebilen en yüksek kalitede uydu görüntüleri yardımıyla bu elemanların ayrıntılı olarak haritalanması, değişim ve gelişiminin (antropojenik ve doğal süreçler) izlenmesi ve son olarak da çalışma raporunda tanımlanmasıdır. Çalışma kapsamında daha önce haritalanmamış kıyı morfolojisi elemanlarına ve bunların fizyografik özelliklerine de yer verilmiştir. Bu durumun değişik çalışma konularına ve çalışmalarına yardımcı olacağı düşünülmektedir. Bu elemanlar aşağıda listelenmiştir.

8.1 Gelibolu kum barları

Marmara Denizi'nin Şarköy-Gelibolu arasında kalan kıyı şeridinde kıyıya 25-200 m. arasında mesafede kıyı boyuna akıntılara paralel olarak gelişmiş toplam 22.141 km uzunluğunda ve 32 parçalık bir kum barları sistemi bulunmaktadır. Bu sistemi evrimi, morfoloji ve sedimantolojisi üzerine çalışma literatürde bulunmamakta ve mevcut haritalarda da gözükmemektedir. Kum barları ilk olarak Şarköy'ün yaklaşık 40 km güneybatısında dar yayımlı ve tek parça olarak olarak gözlenir. Buradan itibaren Gelibolu burnuna kadar yoğun, kıyıya yakın ve birden çok parçalı izlenir. Gelibolu ilçesi sınırlarına giren koyda en gelişmiş durumuna ulaşır.

Son olarak da Lapseki karşısına gelen Gelibolu kıyılarında uzun ve oluşumunu henüz tamamlamamış bir örnekle son bulur.



Şekil 0.21. KD Gelibolu yarımadasının uydu görüntüsü (kıyı boyunca düzenli sediman akımı ve kum barları, oklar hakim akıntı yönünü göstermektedir)

Kum barları, tortul taşıma yönüne doğru büyüyen, çizgisel karakterli, sığ derinlikli orta-ince kırıntılı depolarıdır. şelf üzerindeki çakıllı geniş ve sığ bir platform ve bol miktarda kaynak çökele ve düzenli bir kıyı akıntısı sistemine ihtiyaç duymaktadır (Kazancı vd. 1997).

a) Kıyı Platformu: Sistemin oluşumunun Şarköy güneybatısındaki çizgisel ve muhtemelen fay kontrollü olan kıyı alanından sonra başlaması aynı zamanda kıyı platformunun da sınırlarını belirler niteliktedir.

b) Malzeme Taşınımı : Sisteme kıyı gerisi eğimi Ganos yükseliminden dolayı oldukça fazladır. Bölgeye ulaşan akarsuların toplanma alanı 44600 hektar'dır. Bu alanın büyük çoğunluğu aşınmaya dayanıksız Miyosen klastikleri ve güncel sedimanlardan oluştuğundan ortama malzeme taşınımı da çok fazladır

c) Akıntı Sistemi : Çanakkale Boğazı'nın akıntı sistemi kum barlarının oluştuğu kıyı alanında saat yönünde çengel yapmaktadır. Bu durum alana malzeme taşınmasını destekler niteliktedir. Bunun yanı sıra bölgede güneybatıdan esen sürekli

ve şiddetli rüzgarlar, akıntı sistemine ters yönde kıyı boyuna dalga akıntılarının oluşmasına ve boğaz akıntısının taşıdığı çökelleri bırakmasına neden olacaktır.

Gelibolu kum barı sisteminin incelenmesi Marmara Denizinin Holosen evriminin ve Marmara kıyıların dinamiklerinin çözülmesine değerli veri sağlayacağı açıktır.

8.2 Çizgisel karakterli kıyılar

Marmara kıyılarının gelişimini etkileyen en önemli faktörlerden birisi Kuzey Anadolu Fayı Zonunun aktif kollarıdır. Bunun yanısıra bölgede aktif olmayan ya da aktifliği kanıtlanamamış çizgisel yapılar ve ölü faylar da bulunmaktadır. Bu yapıların Marmara Kıyıları üzerindeki şekillendirici etkileri daha önce detaylı araştırılmamış bir konudur.

Çalışma kapsamında Landsat TM görüntüsü üzerine RGB (7,4,PC1) görüntülenmesi ile Marmara kıyı ve kıyı gerisi alanındaki çizgisellikler haritalanmıştır bunun yanısıra literatürde geçen deniz içerisindeki yada artık morfolojik yapısı yüzeyde belli olmayan faylar ve yapılar da haritaya işlenmiştir. Marmara kıyılarını şekillendiren faylar genellikle D-B/KD-GB doğrultulu ve/veya güneye doğru kavislenme eğilimindedirler.

Oluşum modeline göre çizgisel kıyılar tektonik aktivitenin şekillendirme hızının sedimanter süreçlerin aşındırma hızına eşit yada hızlı olduğu durumlarda oluşurlar. Sedimanter süreçlerin tamamen tektonizmaya göre şekillendiği durumlarda kıyı, kıyı önü ve kıyı gerisinin fizyografisi bölgedeki tektonik aktivitenin karakterini, yaşını ve hızını kalitatif olarak verebilmektedir.

Marmara Denizi çevresi aynı zamanda farklı paleo-tektonik birimlerin bulunduğu bir alandır. KAF sisteminin eskiden de bulunan yapıları tekrar şekillendirmesiyle Bandırma, Armutlu ve Kapıdağ yükselimleri gibi derin vadilerle yarılmış, küçük ve bol miktarda burun ve koylardan oluşsa da genellikle çizgisel bir karakter taşıyan kıyı tiplerinin gelişmesine neden olmuştur. Gemlik, Bandırma Körfezleri ve Çınarcık çukurluğunun güney sınırı bu yapıların çöküntü alanlarını oluşturmaktadır. Bu bölgede aynı zamanda aktif faylarla (örneğin Gemlik Gençali fayı) sınırlanan güncel depolanma alanları da oluşmuştur. Bunlardan en önemlileri Kocasu deltası ve Gemlik deltasıdır. Bu deltalar deniz seviyesi değişimlerine karşı

çok duyarlıdır ve Geç Holosen'deki son transgresyonda büyük miktarda alanları su altında kalmıştır Bölgede KAF şekillendirmesinin dışında KB-GD uzanımlı Trakya-Eskişehir fayının da etkisi vardır. Buna en güzel örnek Mudanya sahil şeridi ve Gemlik Körfezi nin KD kıyısıdır.

Güneydoğu Marmara'da Kapıdağ Yarımadası'nın doğu sınırını kontrol eden fayın güneybatıya doğru uzantısı nedeniyle Gönen deltasının ve havzasının güney sınırı gelişmiştir. Batıda da aynı doğrultulu başka bir fay sistemi ile Karabiga yükseliminden ayrılan Gönen-Biga havzasının deniz seviyesinden yüksekliği çok düşüktür. Öyle ki deniz son Holosen transgresyonunda bu alan içerisine 11 km. kadar sokulabilmiştir. Araştırmalarda çokça tartışılan Biga çayının delta oluşturmama nedeni olarak Biga-Avşa adası arasında çizgisel olarak takip edilen batimetrik yapıyı kontrol eden muhtemel fay da önerilebilir.

Karabiga Yarımadası güneyindeki KAF (KD-GB) saçılımlarına rağmen kısa da olsa kıyı alanlarında KB-GD yönelimli çizgisel kıyıların varlığı dikkat çekicidir.

Çanakkale boğazının açılmasını sağlayan tektonik süreçlerin bir kısmı hala devam etmektedir. Bu nedenle boğaz kıyılarında dar yayılımlı ancak muntazam olarak genel KD-GB yapının aksine KB-GD yönelimli kıyıların düzenli yayılımı dikkat çekicidir.

Tekirdağ Mürefte arasında KAF'ın D-B doğrultusunda yükselttiği alanın güneyindeki kıyılarda KD-GB uzanımlı çizgisel karakterli kıyılar geniş bir yayılıma sahiptir. Bu yapı Çanakkale boğazında yaklaşık K-G uzanımlarla yer yer kesilir. Bu alanda da birbirinden farklı iki tektonik sürecin ortak şekillendirdiği bir kıyı fizyografisi bulunmaktadır.

Marmara Denizi'nin Trakya kıyılarında kıyıları şekillendirici etken dar bir shelf sonunda derin çukurluklar oluşturan KAF kuzey koludur. Bunun yanısıra Marmara Ereğlisi'nde KB-GD uzanımlı ve muhtemelen Trakya-Eskişehir fayına ait bir kolunun varlığı da gözlenmektedir. Bu fay kuzey Marmara kıyılarının en büyük çıkıntısını oluşturmaktadır.

Son olarak Büyükçekmece gölü depresyonu yine KB-GD uzanımlı Çatalca fayı kontrolünde gelişmiştir.

SONUÇLAR

Bu araştırma ile Coğrafi Bilgi Sistemleri ve uzaktan algılama teknikleri kullanılarak Marmara Denizi kıyıları ile Marmara Denizi'ni çevreleyen kıyı alanlara ait bir veri bankası oluşturulmuştur (*MARCIS*). Oluşturulan veri bankası farklı disiplinlere hitap edecek ve genişletilebilecek bir yapıda olup amaca yönelik olarak değişebilir niteliklere sahiptir. *MARCIS* çalışmasının en önemli niteliği Marmara denizi ve bölgesine ait halihazırda bulunan ve gelecekte üretilecek bilgilerin kolaylıkla eklenebileceği bir taban oluşturmasıdır.

Bu araştırma ile Marmara Denizi ve çevresinin öncelikli olarak;

1. Jeolojisi ve Neojen ve sonrası stratigrafisi
2. Akarsu ağı ve drenaj sistemi
3. Morfolojisi
4. Kıyı ve kıyı gerisi çizgisel yapıları
5. Kıyı morfolojisi
6. Sayısal yükseklik modeli
7. Değişen ölçeklerde hazırlanmış bütünleşik batimetri modeli
8. Kıyı sınıflaması, farklı sınıfların dağılımı ve istatistiksel verileri
9. Kıyı değişimi ve bunları etkileyen faktörler

derlenmiş ve ortaya konmuştur.

KAYNAKÇA

Akartuna, M., 1968. Armutlu Yarımadası'nın Jeolojisi. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri*, No. **20**, 105s.

Aksu, A.E., Hisscott, R. N., Yaşar, D., 1999. Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea Black Sea drainage corridor, *Mar. Geol.*, **153**, 275-302.

Aksu, A.E., Calon, T.J., Hiscott, R.N., Yaşar, D., 2000. Anatomy of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea, western Turkey.: Extensional basins above a continental transforms. *GSA Today*, v. **10**, n. **6**.

Alpar, B., Yüce, H., 1998. Sea-level variations and their interactions between the Black Sea and Aegean Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. **46**, 609-619.

Alpar, B., Yaltırak, C., 2000, Tectonic setting of the Eastern Marmara Sea, Nato Advanced Research Seminar, *Integration of the Earth Sciences Research on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Cooperative Research*, Abstracts, 9-10.

Alpar, B., Yalçiner, A.C., Imamura, F., Synolakis, C.E., 2001, Determination of probable underwater failures and modeling of tsunami propagation in the Sea of Marmara, *ITS Proceedings*, Session 4, **4-3**, 535.

Alpan, S., 1964. Türkiye 1/500.000 ölçekli Jeoloji Haritası, İstanbul Paftası, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.

Ambraseys, N. N., Jackson, J. A., 2000. Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500. *Geophys. J. Int.*, **141**, F1- F6.

Andrussov 1896, Expedition of the R/N Selanik in the Sea of Marmara: *Zapiski of Russian Geographical Society* St. Petersburg, **33/2**, 53-172.

Ardel, A., ve İnandık, H., 1957, Marmara Denizi'nin teşekkül ve tekamülü, *Türk Coğ. Derg.*, **17**, 1-14.

Ardel A., 1949. Armutlu Yarımadası (Jeolojik ve Jeomorfolojik Etüd), *Türk Coğ. Derg.*, **11**, 34-70.

Arıç, C., 1955, Haliç-Küçükçekmece gölü Bölgesi'nin jeolojisi. *Doktora Tezi*, İTÜ, Maden Fakültesi, 48s.

ASTER uydu görüntüleri resmi sitesi <http://asterweb.jpl.nasa.gov>

Bargu, S. ve Sakıncı, M., 1989, İzmit Körfezi ile İzmit Gölü arasında kalan bölgenin jeolojisi ve yapısal özellikleri. *İstanbul Üniv. Müh. Fak.Yerbilimleri Dergisi*, **6**, 1-2, 45-76 .

Barka, A., Sakıncı, M., Yaltırak, C., 1998, Marmara Denizi'nin jeolojisi ve jeofiziği, *Türkiye Denizlerinin ve Yakın çevresinin Jeolojisi*, (Editör N. Görür), İstanbul, 131-210.

Barka, A. A. and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7: 663-684.

Beşiktepe, Ş.T., Sur, H.İ., Özsoy, E., Latif, M.A., Oğuz, T., Ünlüata, Ü.,1994. The circulation and hydrography of the Marmara Sea. *Prog. Oceanog.* Vol.34, pp.79-000.

Calvert, F., Neumayer, M., 1880, Die Jungen Ablagerungen am Hellespont. *Denkschr. K. K. Akad. Wiss. Math. Nat. Kl.*, 40, 357-378.

Chaput, E., 1936. Voyages d'études géologiques et géomorphologiques en Turquie. Paris (Türkiyede Jeolojik ve jeomorfojenik tetkik seyahatleri). Çev. A. Tanoğlu, *İst. Üniv. Ed. Fak. Yay.*, 11, 1947.

Çağatay, M.N., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C., Tchapylya, A., Ongan, D., Kuhn, T., Kuşçu, İ., 2000. Late Glacial-Holocene paleogeography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Seas. *Marine Geology*, 167, 191-206.

Demirbağ, E., Gökaşan, E., Oktay, F.Y., Şimşek, M., Yüce, H., 1999, The last sea level changes in the Black Sea: evidence from the seismic data, *Marine Geology*, 157, 249-265.

Emre, Ö., Kazancı, N., Erkal, T., Görür, N., Kuşçu, İ., Karabıyıklıoğlu, M., Görmüş S., Keçer, M., 1997, Ulubat ve Manyas göllerinin oluşumu ve Güney Marmara'nın Kuvaterner evrimi, *Marmara Denizi Araştırmaları Workshop III*, 2-3 Haziran 1997, 23-27.

Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M., Ünay, E., 1998, Doğu Marmara Bölgesi'nin Neojen-Kuvaternerdeki Evrimi, *MTA Dergisi*, 120, 289-314.

Emre, Ö., Kazancı N., Erkal T., Görür, N., 1998. Güney Marmara Bölgesi Kuvaterner olayları ve muhtemel tarihçesi. *TÜBİTAK YDABÇAG Projesi (598/G)* proje raporu

English, T., 1904. Eocene and Later Formations Surrounding the Dardanelles. *Quart. Journ. Geol. Soc.* 58: 309-390.

Ergin, M., Kazancı, N., Varol B., İleri, Ö. Karadenizli L., 1997. Sea-level changes and related depositional environments on the southern Marmara shelf, *Marine Geology*, 140, 391-403.

Ergin, M., Kapur, S., Karakaş, Z., Akça, E., Kangal, Ö., Keskin, Ş. 1999. Grain size and clay mineralogy of Late Quaternary sediments on a tectonically active shelf, the southern Sea of Marmara: clues to hydrographic, tectonic and climatic evolution. *Geological Journal*, 34, 199-210.

Erinç, S.,1953. Karadeniz ve çevresinin morfolojik tekamülü ile Pleistosen iklim tehavvülleri arasındaki münasebetler. *İst. Üniv. Coğrafya Enst. Dergisi.*, 2/5-6: 46-94.

Erinç, S., 1954, Karadeniz ve çevresinin morfolojik tekamülü ile Pleistosen iklim tehavvülleri arasındaki münasebet, *İ. Ü. Coğ. Ens. Der.*, 3, 5-6, s.46-94.

- Erinç S.**, 1957, Karacabey Boğazı, *İ.Ü. Coğ. Enst. Derg.* **8**, 96-99.
- Erinç, S.**, 1956. Yalova civarında bahri Pleistosen depoları ve taraçaları, *Türk Coğ. Derg.*, **15-16**, 188-190.
- Erkmen, C.**, 2000, Çardak Kıyı Okunun (Lapseki-Çanakkale) morfolojisi. *Yüksek lisans tezi*, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 98 sf.
- Erol, O., Nuttal, C.P.**, 1973, Çanakkale yöresinin bazı denizel Kuvaterner depoları, *Coğrafya Araştırma Dergisi*, **5-6**, 27-91.
- Erol, O.**, 1992, Çanakkale yöresinin jeomorfolojik ve tektonik evrimi, *TPJD Bülteni*, **4/1**, 147-165s.
- Erol, O.**, 1992. Türkiye’de deniz seviyesi yükselmesinin geçmişte ve gelecekteki etkileri: bu yönden alınması gereken önlemler. *İ.Ü. Deniz bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni*, **9**, 21-43.
- Federov, P.V.**, 1988, The problem of changes in the level of the Black Sea during *Pleistocene*. *Int. Geol. Rew.*, **30/6**, 635-641.
- Gökaşan E., Demirbağ, E., Oktay, F.Y., Ecevitoglu, B., Şimşek, M., Yüce, H.**, On the origin of the Bosphorus, 1997, *Marine Geology*, **140**, 183-199.
- Gökaşan, E., Gaizoğlu, C., Alpar, B., Yücel, Z. Y., Ersoy, Ş., Gündoğdu, O., Yaltırak, C., Tok, B.**, 2002. Evidence of NW extension of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea: a new interpretation of the Marmara Sea (İzmit) earthquake on 17 August 1999. *Geo-Mar Lett*, **21**: 183-199.
- Göney, S.**, 1964. Karamürsel civarında Pleistosen’e ait bazı eski kıyı izleri. *İst. Üniv. Coğr. Enst. Dergisi*, **14**, 200-208.
- Görmüş S., Şahbaz, A., Varol, B., Özdoğan, M., Bayhan, E., ve Emre, Ö.**, 1997, Mudanya-Uluabat Gölü (Bursa) yöresindeki Neojen yaşlı tortul istifin stratigrafisi, *Marmara Denizi Araştırmaları Workshop III*, 2-3 Haziran 1997, 28-29s.
- Görür, N., Çağatay, M.N., Sakınc, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltırak, C., Tchepalyga, A.**, 1997. Origin of the sea of Marmara as deduced from Neogene to Quaternary paleogeographic evolution of its frame, *Int. Geol. Rev.*, **39**, 342-352.
- Görür, N., Çağatay, M.N., Emre, Ö., Alpar, B., Sakınc, M., İslamoğlu, Y., Algan, O., Erkal, T., Keçer, M., Akkök, R., Karlık, G.**, 2001. Is the abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7150 yr BP a myth?. *Marine Geology*, **176**, 65-73.
- GTPO30 resmi sitesi <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>
- Güneysu, A.C.**, 1998, Marmara Denizi Güneyinin Denizaltı ve Kıyı Jeomorfolojisi,. Deniz Jeolojisi. *Türkiye Deniz Araştırmaları*, WORKSHOP IV, s:166-171
- Hsü, K.J., Nachev, I.K., Vuchev, C.T.**, 1977. Geologic evolution of Bulgaria in light of plate tectonics: *Tectonophysics*, **40** 245-256.
- İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B., Görür, N.**, 2001, The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new interpretation based on multi-channel seismic and multi-beam bathymetry data. *Earth and Planetary Science Letters*, **186**, 143-158.

Kazancı N., Emre, Ö., Erkel ,T., Karabıyıkoglu, M., Kuşçu, İ., 1997, Ulubat ve Manyas Göllerinin oluşumu ve yerleşim tarihçesi, *TÜBİTAK YDABÇAG-426/G no.lu proje raporu*.

Kazancı, N., Erkmen, C., Kırmızı, E. ve Erturaç, M.K., Ergin, M., 1998, *Marmara Denizi Güneyi Kıyı ve Kıyı Ardi İstiflerinin Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Morfotektoniği* TÜBİTAK YDABÇAG Projesi (598/G), "Çardak (Lapseki) Kum Dili'nin Sedimentolojik Özellikleri ve Oluşturucu Etkenleri" bölümü.

Kazancı N., İleri, Ö., Kırmızı, E., Erturaç., M.K., 1999. Karadeniz kıyılarının uzaktan algılama yöntemi ile incelenmesi, *TÜBİTAK, YDABÇAG Projesi (198 Y 070)*.

Kazancı, N. ve Emre, O., 1999, Marmara Denizi'nde tsunami oluştu mu? *Cumhuriyet Bilim Teknik Dergisi*, 9 Ekim 1999, Sayı **655**, sayfa 12-13

Ketin, İ., 1983, Türkiye jeolojisine genel bir bakış, *İ.T.Ü. Matbaası*, Sayı:1259, 591s.

Le Pichon, X., Taymaz, T., Şengör, A.M.C., 1999, The Marmara fault and the future Istanbul earthquake, in: M.Karaca, D.N. Ural (Eds.), *Proceedings of ITU-IAHS International Conference on the Kocaeli Earthquake, 17 August 1999, Istanbul Technical University Press House, Istanbul*, 41-54.

Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., Tok, B., 2001, The active Main Marmara Fault, *Earth and Planetary Science Letters*, **192**, 595-616.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev I., Gurkan, O., M. Hamburger, K. Hurst, H. Kahale, K. Kastens, G., Kekelidze, R. King, V. Kotzev, O. Lenk, S. Mahmoud, A. mishin, M. Nadariya, A. Ouzounis, D. Paradissis, Y. Peter, M. Prilepin, R., Reilinger, I. Sanli, H. Seeger, A. Tealeb, M.N. Toksoz, and G. Veis, 2000, GPS constrains on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5695-5719.

Meriç, E., Oktay, F.Y., Sakıncı, M., Gülen, D., İnal, A., 1991, Ayamama(Bakırköy) Kuvaterner istifinin sedimanter jeolojisi ve paleoekolojisi, *C. Ü. Üniv. Müh. Fak. Derg., Seri-Yerbilimleri* **8, 1**, 93-100.

Meriç, E., 1995. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner'inin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri", *İzmit Körfezi Kuvaterner istifi*, Editör Engin Meriç, 251-258.

Newton, R. B., 1904, Notes on the post-Tertiary and Tertiary fossils obtained by Col. English from district surrounding the Dardanelles, *Q. Geol. Soc. London*, **60**, 227-292.

NEIC Deprem kataloğu <http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic.html>

Okay, A. I., 1989. Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. A. M. C., Şengör (Ed), *Tectonic evolution of the Tethyan region: Nato Advanced Science Institute (ASI) Series, C 259*: 109-116.

Okay, A.I. and Tansel, İ., 1994. New data on the upper age of the Intra-Pontide ocean from north of Şarköy (Thrace). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, **114**, 23-26.

Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R., Akyüz, S., 1996. Paleo-Neo-Tethyan events in the northwestern Turkey: Geologic and geochronologic constraints, in *Tectonic Evolution of Asia* edited by A. Yin and M. Harrison, pp. 420-441, Cambridge University Press, New York.

Okay, A.İ., Okay, N., 1998, Doğu Akdeniz'in Tektoniği, *Türkiye Denizlerinin ve Yakın çevresinin Jeolojisi*, (Editör N. Görür), İstanbul, 337-387.

Okay, A.I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N., Kuşçu, İ., 1999, An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey, *Tectonics*, **18** (1), 129-147.

Okay, A.İ., Okay, N., 2001. Erken Kuvaterner'de Meriç Nehri Marmara'ya mı akıyordu?, *Türkiye Kuvaterneri Çalıştayı*, İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, sf. 52-54.

Okay, A.I., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E., Kuşçu, İ., 2000, Active faults and evolving strike-slip in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study, *Tectonophysics*, **321**, 189-218.

Oktay, F.Y., Gökaşan, E., Sakıncı, M., Demirbağ, E. And İmren, C., 2002. The effect of North Anatolian Fault Zone to the latest connection between The Black Sea and The Sea of Marmara, *Marine Geology* (yayında)

Özdoğan, M., Özbaşaran-Dede, N., 1990, 1989 yılı Toptepe kurtarma kazısı, *Arkeoloji ve Sanat*, **13**, 46/49, 2-23.

Paluska, A., Poetsch, S., Bargu, S., 1989. Tectonics, paleoseismic activity and recent deformation mechanism in the Sapanca-Abant region (NW Turkey, North Anatolian Fault Zone). *Turkish German Earthquake Research Project. Earth Research Institute*, Ankara, Turkey, Univ. Of Kiel, West Germany, 18-33.

Pavoni, N., 1961, Die Nordanatolishe Hozirantal-verschiebung, *Geol. Rundsch.*, **51**, pp.122-139.

Ryan, W.B.F., Pitmann III W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakıncı, M., Yüce, H. 1997. An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geology*, **138**, 119-126.

Pınar, N., 1943, Marmara Denizi Havzasının Sismik Jeoloji ve Meteorolojisi, *PhD Thesis*, Institut de Physique Generale de l' Université d'Istanbul, Kenan Matbaası, İstanbul, 64s..

Sakıncı, M., Yaltırak, C., Oktay, F.Y., 1999. Paleogeographical evolution of the Thrace Neogene basin and the Tethys-Paratethys relations at northwestern Turkey (Thrace). *Paleos*, **153**, 17-40.

Sakıncı, M., Bargu, S., 1989, İzmit Körfezi güneyindeki geç Pleistosen (Tireniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, C. **32**; 51-64.

Sakıncı M. and Yaltırak, C.,1995. Güney Trakya Sahillerinin Denizel Pleistosen Çökelleri ve Paleocoğrafyası . *Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu*, TPAO ve Ozan Sungurlu Bilim ve Eğitim Vakfı, Özler, 38-39.

Sakıncı, M., Yaltırak, C., 1997, Trakya'nın güney sahillerinin Pleistosen Paleocoğrafyası ve evrimi, *Bull. MTA*, **119**, 43-62.

Sakıncı, M., 1993. Marmara kıyılarında denizel Üst Pleistosen-Holosen çökellerinin-stratigrafik özellikleri. *Türkiye Kuvaterneri Workshop Abstracts*,17-19 Kasım, İstanbul: 69-71.

Saltık, O.,1974. Şarköy - Mürefte sahalarının jeolojisi ve petrol olanakları. *TPAO Rap. No. 879*, 30s.

Sayar, M., Pamir, H.N., 1933, Une Faune de vertebre fossile Miocene pres d'Istanbul, *C.R., Soc. Geol. Fr.*, **6**, 64-66.

Sayar, C., 1977, Haliç ve civarının jeolojisi, *İst. Haliç sorunları ve çözüm yolları*, Ulusal Semp., B.U. İstanbul.

Sayar, C., 1989, İstanbul ve çevresi Neojen çökelleri ve Paratetis içindeki konumu, *İ.T.Ü. Maden Fakültesi 35. yıl Semp.*, 29-30 Haziran-1 Temmuz 1989, 250-266.

Smith, A.D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Bşaran, H., Jackson, J.A., Kara, S., Şimşek, M., 1995. High resolution seismic reflection profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary Sedimentation and sea-level changes. *Bull. Geo. Soc. Am.*, **107**, 8, 923-936.

Sümengen, M., Terlemez, I., Şentürk, K., Karasöse. C., Erkan, E. N., Ünay, E., Gürbüz, M. and Atalay, Z., 1987, Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve Tektoniği. *MTA Jeoloji Etüdları Dairesi Raporu No.8128*, 213s.

Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. Strike-Slip deformation, Basin formation and sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Minerologists, special publication no:37*.

Şahbaz, A., Özdoğan, M., Görmüş, S., 1997, Mudanya (Marmara Denizi güneyi) Pliyosen istifinin sedimentolojik özellikleri, *TÜBİTAK YDABÇAG-426/G no.lu proje raporu*.

Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, **75**, 181-241.

Şengör A.M.C., 1979, The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance, *J. Geol. Soc., London*, **136**, pp.269-282.

Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Tüysüz, O., Kurt, H., Görür, N., Kuşçu, İ., 1999, A Preliminary note on the structure of the Gulf of İzmit: Implications for the westerly prolongation of the North Anatolian Fault. . *ITU-IAHS International Conference on the Kocaeli Earthquake 17 August 1999, Proceedings*, 25-38

Şentürk, K. and Karaköse, C., 1987. Çanakkale boğazı ve dolayının jeomorfolojisi. *MTA Rap. No. 9333*, 204s.

Tchalenko, J.S., 1970, Similarities between shear zones of different magnitudes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 1625-1640.

Tchiatheff, P., 1863-1867, Asie Mineure, Description physique, *Q. Part. Geol.I-III*.

Tüysüz O, Barka A, Yiğitbaş E, 1998, Geology of the Saros Graben: Its implications on the evolution of the North Anatolian fault in the Ganos-Saros region, NW Turkey. *Tectonophysics* **293**, 105-126

Tüysüz, O., Genç, Ş. C., 2000, Yalova-Karamürsel arasında eski bir tsunaminin izleri. *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 4. Toplantısı Bildiri Özetleri*, 16-17 Kasım 2000 Eskişehir, 14-15.

Tüysüz, O., Erturaç, M.K., Tarı, U., 2002. Marmara Denizi Kıyıları Veri Tabanı, *TÜBİTAK YDABÇAG proje raporu*, 100Y080.

Wong, H.K., Lüddman, T., Uluğ, A., and Görür, N., 1995. The Sea of Marmara: a plate boundary sea in a tectonic escape regime, *Tectonophysics*, **224**, 231-250.

Yalçinkaya, S., Avşar, Ö.P., 1980, Mustafakemalpaşa (Bursa) ve dolayının jeolojisi, *MTA raporu*.

Yaltırak, C., Alpar, B., Yüce, H., 1998, Tectonic elements controlling the evolution of Gulf of Saros (northeastern Aegean Sea, Turkey), *Tectonophysics*, **300**, 227-248.

Yaltırak, C., 1996. The tectonic history of the Ganos fault system. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*: **8/1**, 137-150.

Yaltırak, C., Alpar, B., Sakıncı, M., Yüce, H., 2000, Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean-Marmara incursion, *Marine Geology*, **164**, 139-159.

Yaltırak, C., Sakıncı, M., Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Galeb, B., Ulgen, U.B., 2002, Late Pleistocene uplift history along the southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea-level variations. *Marine Geology* (in press). **Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. and Yılmaz, K.**, 1995. Geological evolution of the Late Mesozoic continental margin of northwestern Anatolia. *Tectonophysics*, **243**, 155-172.

Yılmaz, B., Oktay, F.Y., 1996, Marmara Denizi Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) kıyı kesiminin deniz jeolojisi, *Türkiye 11. Petrol Kong. ve Sergisi, Jeoloji*, 103-104.

TEZ CD EKİ AÇIKLAMALARI

Marmara Denizi Kıyıları Veri Tabanı (*MARCIS*) çalışmasında derlenen ve üretilen veriler sayısal olarak tez ekinde bulunan CD içerisinde verilmiştir. Bu CD’de ArcView formatında vektör dosyalar ve ERMapper (ecw) formatında görüntüler bulunmaktadır

Vektör Dosyalar (alfabetik sıraya göre):

- a) Mar_akaclama_alani: Marmara Denizi kıyılarına ulaşan akarsuların akaçlama alanını içeren dosyalar (polygon)
- b) Mar_akinti: Marmara Denizi kıyılarında yayınlanmış (SHOD) ve görüntülerden üretilmiş kıyı ve açık deniz akıntılarını gösteren dosyalar (line)
- c) Mar_cizgisel: Marmara Denizi kıyılarında yayınlanmış ve görüntülerden üretilmiş çizgisellikler (line)
- d) Mar_degisim: Marmara Denizi kıyılarında 1986-2002 yılları arasındaki belirgin kıyı değişimlerinin alanları (polygon)
- e) Mar_depremler_73-02: NEIC (USGS) kataloğundan 1973-2002 tarihleri arası Marmara Denizi ve çevresindeki deprem aktivitesi (point)
- f) Mar_drenaj: Marmara Denizinin akarsu ağı (1/100.000), (line)
- g) Mar_geomap_500: Marmara Denizi çevresinin 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası (MTA, 1964; polygon)
- h) Mar_havza: Marmara Denizi kıyı ve kıyı gerisi havzaları (polygon)
- i) Mar_kiyi: Marmara Denizi kıyıları ve ilişkili veri tabanı (line)
- j) Mar_liman: Marmara Kıyılarında çeşitli ölçeklerde bulunan limanların lokasyonları (point)
- k) Mar_sulak_alan : Marmara Kıyı ve kıyı gerisindeki doğal ve yapay sulak alanları (polygon)
- l) Mar_taraca : Marmara Kıyılarında izlenen Pleistosen taraça lokasyonları (point)
- m) Mar_tarihsel: NEIC (USGS) kataloğuna göre Marmara Bölgesindeki tarihsel depremler (point)

- n) Mar_yerlesim: Marmara Bölgesindeki yerleşimler ve önemli coğrafi lokasyonları (point)
- o) Mar_yol: Marmara Bölgesi 1/100.000 ölçekli yol ağı
- p) Fay_Modelleri: Bu klasörün altında çeşitli araştırmacıların ürettikleri Marmara Denizi fay modelleri bulunmaktadır.

Görüntü Dosyaları :

- a) MAR_TM: Çalışmada kullanılan Landsat TM görüntü çerçevelerini içeren (ecw) dosya
- b) MAR_ASTER: Çalışmada kullanılan ASTER görüntü çerçevelerini içeren (ecw) dosya
- c) MAR_TOPO: (ve MAR_TOPO_SHADE) Çalışmada üretilen sayısal yükseklik modelini içeren (ecw) dosya
- d) MAR_BATI: Çalışmada üretilen sayısal batimetri haritasını modelini içeren (ecw) dosya

Program Dosyaları:

Tez ekindeki CD içerisinde bulunan verilere okuyucunun kolayca ulaşabilmesi için ücretsiz gösterim programları CD içerisinde \\programlar klasörünün içerisinde yer almaktadır.

Bu programlar sırasıyla:

- a) ArcExplorer.exe: Shape (.shp) dosyalarını okuyan programın kurulum dosyası
- b) ErViewer2.0.exe: Görüntüleri (ecw) okuyan programın kurulum dosyası

ÖZGEÇMİŞ

Mehmet Korhan Erturaç 03.04.1977 tarihinde Kırıkkale’de doğdu. İlk ve Orta öğrenimini Bursa’da tamamladı. Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bölümündeki lisans eğitimi süresince (1995-1999) AGDEJAM (Akarsu, Göl ve Denizlerde Jeolojik Araştırma Merkezi) çatısı altında yürütülen araştıma projelerine katıldı. Halen İstanbul Bilgi Üniversitesi, Bilgi Teknolojileri Bölümünde öğretim görevlisi olarak çalışmaktadır.